









Ausgegeben im Dezember 1908.

Die Adamellogruppe,

ein alpines Zentralmassiv, und seine Bedeutung für die Gebirgsbildung und unsere Kenntnis von dem Mechanismus der Intrusionen.

Von

WILHELM SALOMON in Heidelberg.



I. Teil:

Lokale Beschreibung, kristalline Schiefer, Perm, Trias.

Mit einer geologischen Karte in 1:75.000 (Taf. I), einem Routenkärtchen in 1:200.000 (Taf. II), 6 Tafeln geologischer Landschaftsdarstellungen (Taf. III—VIII) und 91 Zinkotypien im Text.

ABHANDLUNGEN DER K. K. GEOLOGISCHEN REICHSANSTALT. BAND XXI, HEFT 1.

Preis: 30 Kronen.

WIEN 1908.

Verlag der k. k. Geologischen Reichsanstalt.

In Kommission bei R. LECHNER (Wilh. MÜLLER)

k. u. k. Hof- und Universitäts-Buchhandlung



Ausgegeben im Dezember 1908.

Die Adamellogruppe,

ein alpines Zentralmassiv, und seine Bedeutung für die Gebirgsbildung und unsere Kenntnis von dem Mechanismus der Intrusionen.

Von

WILHELM SALOMON in Heidelberg.



I. Teil:

Lokale Beschreibung, kristalline Schiefer, Perm, Trias.

Mit einer geologischen Karte in 1:75.000 (Taf. I), einem Routenkärtchen in 1:200.000 (Taf. II), 6 Tafeln geologischer Landschaftsdarstellungen (Taf. III—VIII) und 91 Zinkotypien im Text.

ABHANDLUNGEN DER K. K. GEOLOGISCHEN REICHSANSTALT. BAND XXI, HEFT 1.

Preis: 30 Kronen.

WIEN 1908.

Verlag der k. k. Geologischen Reichsanstalt.

In Kommission bei R. LECHNER (Wilh. MÜLLER)

k. u. k. Hof- und Universitäts-Buchhandlung

Inhaltsverzeichnis des ersten Teiles.

Erster Hauptteil.

Spezielle Beschreibung der einzelnen Gebiete.

a*

XVIII. Zentrale Tonalitregion.

Zweiter Hauptteil.

Allgemeiner Teil.

I. Stratigraphische Systeme.

Verzeichnis der im ersten Teil enthaltenen Abbildungen.

I. Tafeln hinter dem Text.

II. Figuren im Text.

b*



Die Adamellogruppe,

ein alpines Zentralmassiv, und seine Bedeutung für die Gebirgsbildung und unsere Kenntnis von dem Mechanismus der Intrusionen.

Von

Wilhelm Salomon in Heidelberg.

Teil I.[1])

(Lokale Beschreibung, kristalline Schiefer, Perm, Trias.)

Mit einer geologischen Karte in 1:75.000 (Taf. I), einem Routenkärtchen in 1:200.000 (Taf. II), 6 Tafeln geologischer Landschaftsdarstellungen (Taf. III—VIII) und 91 Zinkotypien im Text.

Vorwort.

Zwanzig Jahre sind vergangen, seit ich das Adamellogebiet zum ersten Male betrat. Den bei weitem größten Teil meiner freien Zeit habe ich seitdem seiner Erforschung gewidmet; und wenn ich heute das vorliegende Werk in den Druck gebe, so sollte es eigentlich einen Abschluß bedeuten. In Wirklichkeit ist es anders. Früher freilich glaubte ich oft dem Abschluß nahe zu sein. Je älter ich aber wurde, je mehr ich lernte und sah, um so unvollkommener erschien mir das Erkannte, um so deutlicher traten klaffende Lücken hervor. Und so trete ich an die Veröffentlichung dieses Hauptstückes meiner bisherigen Lebensarbeit mit dem Bekenntnis, daß es ein Bruchstück ist, und mit der Bitte, seine mir selbst klaren großen Mängel milde zu beurteilen.

Als Entschuldigungsgründe mögen folgende Tatsachen berücksichtigt werden. Ich war nicht in der glücklichen Lage, wie unsere in dieser Hinsicht beneidenswerten Kollegen von den Landesanstalten, mich meiner Aufgabe dauernd zu widmen. Seit 1888 habe ich dreimal meinen Wohnsitz verlegt, von Leipzig nach München, nach Pavia und Heidelberg. Meine Berufstätigkeit erst als Assistent, dann als Universitätslehrer und seit 1901 als Leiter einer mit kleinen Mitteln neu zu begründenden Universitätsanstalt, hat mich gezwungen, einen sehr großen Teil meiner Zeit der eigentlichen Forschertätigkeit zu entziehen. Seit 1901 fehlte es mir an meiner Arbeitsstätte oft an notwendigen Hilfsmitteln für die Arbeit. Dazu kamen die weite Entfernung meines Aufnahmegebietes, seine Unzugänglichkeit und die großen Kosten der Begehungen. In der letzteren Hinsicht hatte ich allerdings infolge der dankenswerten uneigennützigen Fürsprache meines verstorbenen langjährigen

[1]) Der zweite und letzte Teil dürfte spätestens ein halbes Jahr nach der Drucklegung des ersten Teiles erscheinen. Er wird ein genaues Sach-, Orts- und Personenregister enthalten.

Gönners und Freundes, des Geheimen Bergrates Prof. Dr. Karl Klein in Berlin die Genugtuung, daß mir die Königlich preußische Akademie der Wissenschaften zu Berlin dreimal[1]) erhebliche Geldbeträge als Unterstützung für meine Reisen verlieh. Ich benutze die Gelegenheit, um der Königlichen Akademie auch an dieser Stelle wieder meinen ehrerbietigen Dank dafür auszusprechen. Aber trotz dieser Unterstützungen mußte ich sehr beträchtliche Summen aus eigenen Mitteln zur Anschaffung von Instrumenten, zur Besoldung von Führern und Trägern und zur Bestreitung der übrigen Unkosten aufwenden. Der späte Schluß der Sommervorlesungen in Heidelberg (Anfang August), die Unmöglichkeit zu Ostern und meist auch nach der Mitte des Septembers in der Hochregion zu arbeiten, verkürzten die zu Aufnahmen benutzbare freie Zeit sehr erheblich.

Am meisten Schwierigkeiten bereitete aber die Unzugänglichkeit des Gebietes. Höhendifferenzen von rund 3300 *m*, der schroffe Unterschied der Klimate der Tiefregion und des von einem der größten alpinen Gletscherfelder bedeckten Hochplateaus, der erst in den letzten Jahren verringerte, ursprünglich fast gänzliche Mangel an Wirtshäusern und Schutzhütten im Innern der Gruppe bedingten die Ausbildung einer erst allmählich entwickelten Wandertechnik. Zelt und Schlafsack mußten benutzt werden, um die Möglichkeit zu haben unabhängig von den oft unsagbar schmutzigen und unendlich primitiven[2]) Sennhütten an beliebigen Stellen zu übernachten. Der Transport eines großen photographischen Apparates war bei manchen schwierigen Besteigungen höchst unangenehm, aber nicht zu umgehen. Dabei fehlte es in dem wissenschaftlich wichtigsten Teile der Gruppe früher wie jetzt an lokalkundigen Führern.

Die Ernährung und Verproviantierung, der Transport des gesammelten Materials waren sehr schwierig. Ich war oft monatelang fast nur von Polenta und Konserven zu leben genötigt. Besonders die Unmöglichkeit, sich mit Nahrungsmitteln im Innern der Gruppe wieder frisch zu versehen, zwang oft zu weiten Märschen und großem Zeitverlust.

Jetzt freilich wird das alles besser und leichter. Während ich schreibe, dringt die Eisenbahn bis Breno vor; und an den früher so einsamen, stillen Hochseen siedeln sich Elektrizitätswerke an. Neue Wege werden gebaut, Wirtshäuser und Schutzhütten entstehen, die Bären, das deutlichste Zeichen der Unzugänglichkeit des Gebietes, werden selten.

Die politische Scheidung der Gruppe in einen italiänischen und einen österreichischen Anteil bereitet aber nach wie vor große Schwierigkeiten. Die genaueren Karten[3]) sind gar nicht oder nur schwer zugänglich. Die sorgfältige Überwachung der Grenze von beiden Seiten bedingt höchst unangenehme Nebenerscheinungen für den Transport von Gepäck und insbesondere photographischer Apparate.

Im Anfang machte mir endlich auch der Dialekt der Bevölkerung zu schaffen.

So viel über die äußeren, materiellen Schwierigkeiten der Aufnahmen. Ich hielt es für gut, sie im Interesse meiner Nachfolger anzuführen. Die wissenschaftlichen Schwierigkeiten hier zu schildern, halte ich für zwecklos. Nur das möchte ich betonen, daß die Hauptaufgabe natürlich darin bestand, die Sedimentglieder trotz tektonischer Störungen und des Fazieswechsels auch in ihrem metamorphen Habitus wiederzuerkennen. Strichen sie auf die Kontaktfläche zu und würden von ihr quer abgeschnitten, so würde die Schwierigkeit leicht zu überwinden gewesen sein. Ein

[1]) 1895, 1900 und 1901.

[2]) In den meisten fehlen im Gegensatz zu der Schweiz Tische, Stühle, Bänke, Betten ganz.

[3]) Vergl. den Abschnitt über diese.

Blick auf die Karte lehrt aber, daß das entsprechend der ethmolithischen Lagerungsform fast nirgendwo zutrifft.

So kommt es, daß es mir erst bei den letzten Revisionstouren im Jahre 1904 gelang, das schon früher von mir vermutete Auftreten von Raibler Schichten und Hauptdolomit in der Kontaktzone zu beweisen. Es ließ sich aber dann aus Mangel an Zeit nicht mehr die Revision all der Gegenden durchführen, in denen sie vorhanden sein dürften. So finden sich aller Wahrscheinlichkeit nach in dem Triaszuge von Astrio—Stabio Raibler Schichten und Hauptdolomit, ohne daß meine Karte entsprechende Eintrage enthalt. Und selbst im Text des Manuskriptes konnte ich darauf bezügliche Hinweise zum Teil nur noch in Fußnoten machen.

Habe ich so die Schwierigkeiten und Hindernisse meiner Arbeiten angeführt, so ist es umgekehrt für mich eine Freude und außerdem meine Pflicht hervorzuheben, von wieviel Seiten ich Unterstützung und Hilfe bekommen habe.

Vor allem muß ich da dem Direktor der k. k. geologischen Reichsanstalt, Herrn Hofrat Dr. Tietze, meinen warmsten Dank dafür aussprechen, daß er auf die liebenswürdige Fürsprache des Herrn Bergrates Dr. Teller meiner Arbeit trotz ihres Umfanges Aufnahme in den Veröffentlichungen der Reichsanstalt gewahrt hat. Ebenso schulde ich beiden genannten Herren und Herrn Hofrat Dr. Stache warmsten Dank für die 1904 erfolgte, leihweise Überlassung eines Exemplars der handkolorierten Stacheschen Manuskriptkarte des Adamellogebietes und einiger für mich wichtiger Handstücke aus der Val San Valentino. In hohem Maße haben mich auch in den letzten Jahren meiner Tatigkeit das k. k. österreichische und das k. italianische Kriegsministerium dadurch zu Dank verpflichtet, daß sie mir auf die dankenswerte Fürsprache des kais. deutschen Auswärtigen Amtes hin Passierscheine für Gepäck und photographische Apparate ausstellten, beziehungsweise den Besuch einer Reihe von Punkten in der Nähe von Befestigungen gestatteten.

Das k. k. militargeographische Institut zu Wien erlaubte auf Verwendung der k. k. geologischen Reichsanstalt die Benutzung der osterreichischen Spezialkarte in 1:75.000 als topographische Unterlage für die geologische Karte.

In ganz besonderem Maße hat mich Herr k. k. Bergrat Dr. Friedrich Teller, und zwar nicht bloß durch die schon vorher erwahnte Befürwortung, sondern auch durch eine ganze Reihe von Ratschlagen, welche die Art der Drucklegung betrafen, zu herzlichstem Danke verpflichtet.

Herr Geheimer Oberbergrat Prof. Dr. Richard Lepsius in Darmstadt vertraute mir liebenswürdigerweise eine erhebliche Anzahl von Stücken, die er selbst in der Adamellogruppe gesammelt hatte, zur Untersuchung an. Ebenso verdanke ich den Herren, Geheimer Hofrat Prof. Dr. Steinmann und Prof. Dr. Deecke die leihweise Überlassung einiger dem Freiburger geologischen Institut gehörigen Cephalopoden von Cividate.

1888 begleitete mich mein lieber Freund, der jetzige Prof Dr. Borchardt, 1891 mein lieber Bruder, Dr. Otto Salomon auf mehreren Wanderungen. 1894 hatte ich die Freude, meinen ältesten Schüler und spateren Freund und Kollegen, den so fruh verstorbenen Dr. Carlo Riva, mehrere Wochen lang im Adamellogebiete in geologische Alpenarbeit einführen zu können[1]). 1898, 1902 und 1904 begleitete mich mein ältester Freund, Herr Ingenieur Oskar Horich, monatelang bei den Aufnahmen. 1899 machte mein lieber Freund, Prof. Dr. Hermann Klaatsch, eine Anzahl

[1]) Man vergl. uber Riva auch noch den Abschnitt über die historische Entwicklung der geologischen Adamelloforschung.

1*

von Touren im Presanellagebiete mit mir mit; und 1900 hatte ich die Freude, meine damaligen Schüler und jetzigen Kollegen, die Herren Dr. O. H. Erdmannsdörffer und Dr. H. Philipp, bei Gelegenheit meiner Aufnahmen in die Alpengeologie einführen zu dürfen.

All den genannten Herren, insbesondere aber Herrn Ingenieur Hörich, bin ich auf das wärmste und herzlichste zu Dank verpflichtet. Sie haben mir nicht nur die Beschwerden, Unannehmlichkeiten und manchmal auch Gefahren der Wanderungen zu ertragen geholfen und viele genußreiche Stunden verschafft. Sie alle haben mich auch in uneigennützigster Weise bei meinen Arbeiten unterstützt, mich oft genug auf von mir übersehene Dinge hingewiesen und manchen wertvollen Fund gemacht. Herr Ingenieur Hörich hat, wie im Text hervorgehoben, sogar, während ich unwohl in Ponte di Legno lag, zwei wichtige Touren allein durchgeführt, mich bei zahlreichen photographischen Aufnahmen unterstützt und eine Anzahl guter Bilder mit seinem eigenen Apparat aufgenommen. Mein lieber Freund Herr Prof. Dr. Heinrich Finkelstein stellte mir die topographischen Karten der Freronegruppe mit seinen geologischen Eintragungen zur Verfügung [1]).

Es wäre undankbar, wenn ich nicht auch hervorheben wollte, daß ich der einheimischen Bevölkerung vielen Dank schulde. Vor allen Dingen haben mich die Herren Ing. Caprani, Avv. Prudenzini und Ballardini, Ing und Avv. Zitti, Dr. Vercellio, der Maler Cesare Bertolotti, Dr. Rizzi, Prof. Penzig, Sindaco G. M. Nodari und viele andere durch liebenswürdige Gastfreundschaft, durch Auskünfte oder Mitteilung eigener Beobachtungen unterstützt. Aber auch die wirklich bitter armen Sennen und Hirten, die Schmuggler und ihre natürlichen Gegner, die Grenzwächter, haben mir Hunderte von Malen Gastfreundschaft, Hilfe und Auskunft in edelster und uneigennützigster Weise gewährt. Obwohl ich besonders in der ersten Hälfte meiner Aufnahmezeit oft wochen- und monatelang ohne Begleitung in mir unbekannten Hütten schlief, ist mir nie auch nur eines Pfennigs Wert entwendet worden. Wohl aber ist mehrfach die angebotene Bezahlung, trotz allen Drängens von meiner Seite, zurückgewiesen worden. Auch das wird sich mit dem Eindringen der Kultur vielleicht ändern; aber ich wollte der Bevölkerung so wie sie jetzt ist, als Zeichen meines Dankes, denn doch dies Zeugnis ausstellen.

Ebenso haben mich die Naturforschende Gesellschaft „Giuseppe Ragazzoni“ und das Königl. italiänische Ateneo in Brescia durch die Ernennung zum Ehrenmitglied, beziehungsweise zum korrespondierenden Mitglied zu um so herzlicherem Danke verpflichtet, als die darin liegende Anerkennung meiner Mühewaltung gerade in eine Zeit meines Lebens fiel, in der mir äußere Verhältnisse manche Schwierigkeiten machten.

Die vorliegende Arbeit sollte ursprünglich die gesamte Mineralogie, Petrographie, Geologie und Paläontologie der Adamellogruppe umfassen; und tatsächlich habe ich auch bereits erhebliche Teile dieser verschiedenen Gebiete bearbeitet, kleinere Aufsätze darüber veröffentlicht. Der Umfang der Arbeit wäre dadurch aber so groß geworden, der Zeitpunkt ihrer Veröffentlichung hätte sich noch so viel länger hinausgezogen, daß ich mich schließlich zu einer Teilung entschloß. Ich übergab mein gesamtes paläontologisches Material Herrn cand. geol. Albert Ratzel, der es in Heidelberg unter meiner Leitung im stratigraphisch-paläontologischen Institut der Universität bearbeitet. Herr Ratzel hat außerdem zusammen mit Herrn cand. geol. Rudolf Wilckens in Heidelberg die Aufgabe übernommen, die fossilführenden Triasablagerungen der Val Camonica zwischen Darfo und Cedegolo genau zu untersuchen und auch auf dem von mir nur flüchtig studierten rechten Oglioufer zu kartieren. Die Aufnahmen sind so weit vorgeschritten, daß sie in absehbarer Zeit von den beiden Herren selbständig veröffentlicht werden dürften.

---

[1]) Man vergl. auch den Abschnitt über die historische Entwicklung der Adamelloforschung.

Die Beschreibung der Kontaktmineralien, der normalen und metamorphosierten Sedimentgesteine, sowie der Eruptivgesteine ist zum Teil bereits lange vor der vorliegenden Veröffentlichung erfolgt[1]). Was noch übrig bleibt (und das ist allerdings noch sehr viel) beabsichtige ich in drei fortlaufenden Serien und Aufsätzen gleicher Haupttitel im Laufe der nächsten Jahre zu publizieren.

Eine Serie wird heißen: „Über die Kontaktmineralien der Adamellogruppe“ [2]), eine zweite: „Über die Kontaktmetamorphose der Sedimente in der Adamellogruppe“, die dritte: „Über die Erstarrungsgesteine der Adamellogruppe“. Ich habe bereits weit über 1000 Schliffe von Gesteinen und Mineralien untersucht, letztere zum Teil isoliert und kristallographisch gemessen und habe daher eine Anzahl von Ergebnissen dieser noch nicht veröffentlichten Arbeiten in dem vorliegenden Text mitverwertet. Ebenso sind eine Anzahl unveröffentlichter paläontologischer Bestimmungen des Herrn Ratzel bereits angeführt, natürlich unter Hervorhebung der Quelle.

Der Umstand, daß die Untersuchung der porphyrisch struierten Ganggesteine des Adamellogebietes noch nicht vollendet ist, obwohl bereits sehr umfangreiche Vorarbeiten von Riva, v. Foullon, Monti und mir vorliegen, veranlaßte mich dazu in allen Fällen, wo keine genauere Bestimmung vorliegt, die Bezeichnung „Porphyrit“ provisorisch anzuwenden.

Ebenso konnte ich in dem lokalen Teile und auch sonst vielfach nicht umhin, vorläufig für das Tiefengestein der Gruppe die Bezeichnung „Tonalit“ zu verwenden, gleichgültig, ob an der betreffenden Stelle ein echter Tonalit im petrographischen Sinne, oder eine petrographisch abweichende Fazies des Kerngesteines vorliegt. Man wolle das beim Lesen berücksichtigen.

Den von Sueß eingeführten überaus anschaulichen Ausdruck „Fenster“ oder „Erosionsfenster“ benütze ich in der vorliegenden Arbeit wie in meinen Vorlesungen nicht bloß für Entblößungen einer tieferen „Überfaltungsdecke“, sondern auch für lokal durch Erosion entblößte, ringsum von jüngeren Gesteinsmassen verhüllte Aufschlüsse tieferer Bildungen. Der Heidelberger Granit mitten zwischen den Buntsandstein- und Permmassen des Neckartales ist also für mich ein Granitfenster im jüngeren Sedimentgebirge.

Wo im Text von Dolomit die Rede ist, ist Prüfung durch verdünnte Salzsäure (1 HCl : 3 H_2O) wirklich erfolgt. Die noch immer bei manchen Geologen übliche Unterscheidung auf Grund von Farbe, Porosität, Schimmer und ähnlichen Eigenschaften ist durchaus trügerisch und unberechtigt.

Während der letzten Aufnahmejahre bediente ich mich auf den Rat von Herrn Prof. Baltzer oft eines zwölffach vergrößernden Triëderbinokles (Görz). Ich habe mir dadurch die Arbeit in manchen Fällen sehr erleichtern können. Wo aber in der Natur keine Nachprüfung an Ort und Stelle stattfinden konnte, ist das im Text stets genau angegeben. Ebenso ist jeder einzelne Fall hervorgehoben, wo ich auf Grund von Aufsammlungen eines Fremden (zum Beispiel des Trägers) urteilen mußte.

Bei der Beschreibung der Kontaktgebilde habe ich die Nomenklatur verwendet, die ich 1897[3]) und 1900[4]) vorgeschlagen habe, und die zu meiner Freude bereits von verschiedenen Seiten angenommen worden ist. Ich erinnere hier nur kurz daran, daß ich die ihrem Ursprunge nach noch leicht erkennbaren Gesteine der äußeren Kontaktzone durch Voransetzung des Wortes „Kontakt“

[1]) Man vergl. das Literaturverzeichnis unter Salomon von 1890–1907.

[2]) Man vergl. die erste Nummer dieser Serie in Tschermaks Mitteilungen 1895, pag. 159. Den chemischen Teil dieser neuen Untersuchungen hat Herr Prof. Dr. Max Dittrich in Heidelberg in dankenswerter Weise übernommen.

[3]) Über Alter, Lagerungsform usw. Tschermaks Mitteilungen XVII, pag. 143–150.

[4]) Congrès géologique international. VIII. Session. Mémoires présentés. pag. 342–346.

auszeichnete[1]. von ihnen aber die ganz umkristallisierten Gesteine der inneren Zone durch Voransetzung des Wortes „Hornfels" unterschied. Dabei drückte dann die dem Worte Hornfels folgende Bezeichnung, zum Beispiel „Hornfelsgneis", nicht aus, daß das ursprüngliche, oft gar nicht sicher bekannte Substrat ein Gneis war[2]), sondern daß der Hornfels aus den mineralogischen Komponenten des Gneises besteht. Es ergab sich ferner schon damals die Notwendigkeit, vier neue Namen einzuführen, und zwar für die Kombinationen:

Glimmer-Feldspat	Edolit
Glimmer-Andalusit	Astit
Glimmer-Cordierit	Aviolit
Cordierit-Feldspat	Seebenit.

Damals glaubte ich noch, daß diese Namen nur als Bezeichnungen für Kontaktgesteine zweckmäßig seien. Nachdem aber die neueren Forschungen immer deutlicher ergeben, daß die Produkte der Regionalmetamorphose von denen der Kontaktmetamorphose ununterscheidbar sein können, stehe ich nicht an, meine Namen auch auf die ersteren, also auf normale Glieder des kristallinen Schiefergebirges zu übertragen. Es hat natürlich bei diesen der Vorsatz „Hornfels" wegzubleiben. Infolgedessen findet der Leser im Text die Bezeichnung „Edolit" für Lagen der kristallinen Schiefer verwendet, die wesentlich aus Glimmer-Feldspat bestehen. Außerdem ist ein neuer Name „Colmit". für gewisse Granulit-unähnliche Quarzfeldspatgesteine verwendet[3]).

Der lange Zeitraum, den die Niederschrift des gesamten Manuskriptes beanspruchte (über vier Jahre), bewirkte es, daß im Text bestimmte, seit 1904 erschienene Arbeiten nur wenig oder gar keine Berücksichtigung finden konnten. Handelte es sich um kürzere Zitate, so konnten sie gelegentlich noch wenigstens in Fußnoten Platz finden. In anderen Fällen ging auch das nicht mehr[4]). Zwei besonders wichtigen Arbeiten (Trener, Tilmann) soll infolgedessen noch eine besondere Besprechung im Anhange gewidmet werden. Im Text konnten sie keine Verwendung mehr finden, weil dieser sonst zum Teil in weitem Umfange hätte umgestaltet werden müssen. Die ältere Literatur ist im Literaturverzeichnis möglichst genau angegeben, soweit sie wichtiger ist, in einem besonderen Abschnitte über die Geschichte der geologischen Adamelloforschung besprochen und im Text ausführlich zitiert. Bei meinen eigenen älteren Arbeiten habe ich die wesentlichsten Punkte genau wie bei der fremden Literatur zitiert, manchmal aber von dem Neudruck ausführlicherer Beschreibungen unter Hinweis auf das Original abgesehen.

In der Darstellung habe ich mich bemüht, Beobachtungen und Deutungen möglichst scharf zu trennen. Ich bin mir darüber klar, daß man über die letzteren vielfach verschiedener Meinung sein wird und in einigen Jahren manches über Bord werfen dürfte, was mir heute als bleibendes Ergebnis erscheint. Eine gute Beobachtung wird aber allezeit ihren Wert behalten. Nun sind natürlich auch nicht alle angeführten Beobachtungen gleichwertig. Manchmal galt es spät am Abend, nach langen anstrengenden Märschen mit schwerem Gepäck, noch einen brauchbaren Zeltplatz zu erreichen, in anderen Fällen vor drohenden Unwettern rasch einen Unterschlupf zu suchen. Manche Märsche mußten im strömenden Regen, andere in dichtem Nebel oder in der Dämmerung durchgeführt werden. So wird mancher Fehler entstanden sein, den ich zu entschuldigen bitte. Aber

[1]) Zum Beispiel Kontaktsandstein.

[2]) Dafür wäre „Gneishornfels" zu sagen.

[3]) Für die Begründung vergl. die fettgedruckte Seitenzahl des Registers unter „Colmit".

[4]) Ich bitte diese nur scheinbar ungleiche Behandlung zu entschuldigen.

alles, was ich tun konnte, um in der Darstellung das Sichere vom Unsicheren zu trennen, ist selbst auf Kosten des Stiles geschehen. Die sprachlich unschöne Häufung der adjektivischen Attribute, die vielen „vielleicht, wohl, vermutlich" usw. werden das zeigen. Das allerdings nicht zu erreichende Ideal wäre es gewissermaßen die „phonetische Photographie" des beschriebenen Gegenstandes zu liefern. Das beigegebene Routenkärtchen setzt den Leser sofort in den Stand zu kontrollieren, wo ich persönlich war und wo meine Darstellung nur auf Kombination oder fremden Literaturangaben beruht. Natürlich sind die dichten Netze von roten Linien an der Westseite des Monte Aviolo schematisch. Sie sollen nur ein sehr dichtes Wegnetz andeuten. — In dem Abschnitte über Karten ist genau hervorgehoben, was von fremden Karten übernommen ist.

In sprachlicher Hinsicht hebe ich auch noch hervor, daß ich den „Pluralis majestatis" ebenso wie das vielfach beliebte „man" zu vermeiden suchte und wo es sich um mich und meine Beobachtungen handelt, auch „ich" geschrieben habe. Es scheint mir das bescheidener zu sein, als durch „wir" oder „man" implicite vorauszusetzen, daß der Leser oder gar alle in Betracht kommenden Personen derselben Ansicht wie der Verfasser sein mußten. Die Arbeit ist in einen speziellen, der lokalen Beschreibung gewidmeten und topographisch geordneten Teil, und in einen allgemeinen, die einzelnen Ablagerungen, geologischen Korper und Erscheinungen der Reihe nach darstellenden Abschnitt, zerlegt. Dazu veranlaßten mich auf der einen Seite das Beispiel von Lepsius' „Sudtirol" und Frechs „Karnischen Alpen", auf der anderen die große Schwierigkeit, sich in Bittners sonst so vorzüglicher Beschreibung von Judikarien über eine Örtlichkeit zu informieren.

Der spezielle Hauptteil ist dementsprechend vorangestellt, der Hauptteil mit den allgemeinen Ergebnissen bildet den Schluß. Der erstere soll gewissermaßen als Beobachtungsarchiv dienen. Er ist infolgedessen mit Einzelheiten überfullt und fur jeden langweilig zu lesen, der nicht aus lokalen Gründen oder der Kontrolle allgemeiner Behauptungen wegen ein besonderes Interesse an der betreffenden Gegend hat. Wer aber im zweiten Teile eine Angabe findet, bei der es ihm wünschenswert ist, ihre Grundlage festzustellen, hat dazu Gelegenheit im ersten Teil und konnte bei der gewahlten Anordnung die betreffenden Seitenzahlen angegeben erhalten. Sonst wäre das unmöglich gewesen.

Was die Darstellung des Stoffes im ersten Teil betrifft, so hielt ich es im Interesse meiner Nachfolger für zweckmäßig, die einzelnen kleinen Abschnitte fast stets in die Form von Wanderungsbeschreibungen zu kleiden. Ich hebe aber ausdrücklich hervor, daß es sich nicht um Wiedergabe meiner Tagebuchnotizen handelt, sondern um eine auf Grund oft zahlreicher Tagebuchangaben verschiedener Jahre vorgenommene, sorgfaltige Durcharbeitung und Vergleichung des Beobachtungsmateriales[1]). Auf diese Weise wird der spezielle Teil dem, der das Gebiet selbst aufsucht, als Führer dienen[2]). Demjenigen aber, der aus der Ferne bestimmte Angaben des zweiten Teiles kon-

[1]) Bei der zwei Dezennien umfassenden Dauer der Bearbeitung stand ich sehr oft meinen aus früheren Jahren stammenden Aufzeichnungen vollkommen fremd gegenüber und wußte bei erneuter Begehung derselben Gebiete nicht mehr genau, was ich vorher dort beobachtet hatte, beziehungsweise wo die betreffenden Punkte lagen. Es ist möglich, daß dadurch in einzelnen Beschreibungen Widersprüche entstanden sind, die sich indessen an Ort und Stelle leicht aufklaren lassen werden. Man berücksichtige auch, daß ich in den ersten Jahren meiner Aufnahme manche metamorphe Gesteinsgruppen noch nicht auseinander zu halten wußte und daß auch andere Erkenntnisse erst nach und nach errungen wurden. Bei später nicht wiederholten Begehungen können daher die Beschreibungen darauf beruhende Fehler enthalten.

[2]) Aus diesem Grunde sind auch viele allgemein interessante Zeichnungen und Bilder dem ersten Teile beigegeben. Andere darin enthaltene Figuren haben hauptsächlich den Zweck, meinen Nachfolgern die Kontrolle meiner Angaben zu erleichtern.

trollieren will, wird es so leichter werden, die betreffenden Örtlichkeiten auf den Karten zu finden. In jedem Abschnitte des speziellen Teiles ist neben dem Titel das für das betreffende Gebiet in Betracht kommende Kartenmaterial angeführt. Dabei gelten folgende Abkürzungen:

G bedeutet die beigegebene geologische Karte.

J 25, *J* 50, *J* 100 bedeuten die italiänischen topographischen Karten in 1 : 25.000, 1 : 50.000, beziehungsweise 1 : 100.000.

O 25, *O* 50, *O* 75 bedeuten die österreichischen Karten in den Maßstäben 1 : 25.000, 1 : 50.000, 1 : 75.000.

R ist das Routenkärtchen,

A die von Aegerter gezeichnete Karte des D. u. ö. Alpenvereines.

Pf die Pfeiffersche Karte der Umgebung von Campiglio.

Man wolle ferner beachten, daß die in den Text eingeschalteten Profile und Abbildungen fortlaufend numeriert sind.

Die bei der Aufführung der gangförmig auftretenden Gesteine angegebenen Bezeichnungen, zum Beispiel 98. IX. 1., beziehen sich auf die Numerierung in meiner Sammlung und sollen es mir selbst, beziehungsweise, falls ich sterben sollte, anderen ermöglichen, den genauen Fundort der einzelnen zu einem erheblichen Teile noch nicht genauer untersuchten Stücke festzustellen.

In sprachlicher Hinsicht hebe ich endlich noch hervor, daß ich in der Arbeit durchweg die italiänischen Bezeichnungen mit dem ihnen in der Ursprache zustehenden Geschlecht verwendet habe, was sich ja gewöhnlich im Artikel ausdrückt. Ich schreibe daher stets „die Val", nicht „das Val". Als ich selbst in Italien lebte, war es mir sehr unerfreulich, Zusammenstellungen wie „lo Zeitschrift" anhören zu müssen.

Ich habe im Text fast stets die auf den Karten angegebenen schriftsprachlichen Namen verwendet und die dialektische Aussprache nur, wo es mir besonders nötig erschien, angegeben. Richtiger würde es allerdings wohl sein, wenn man auch auf den Karten die Dialektbezeichnungen eintragen würde.

Bei der Benützung der Arbeit wolle man auch das dem Schlusse angehängte ausführliche Orts- und Sachregister berücksichtigen.

Es stellte sich bei der Beschreibung als notwendig heraus, einer Anzahl von unbenannten Punkten (Gipfeln, Passen, Karen, Seen) Bezeichnungen zu geben. Ich habe dabei zum Teil die Namen von Männern gewählt, die sich um die Erforschung der Gruppe besondere Verdienste erworben haben, zum Beispiel „Cima di Curioni", „Cima di Stache" usw. Wer diese Namen rasch feststellen will, findet sie im Register durch fetten Druck hervorgehoben. Doch war es mir bei dem Maßstabe der Karte leider unmöglich, sie auf dieser einsetzen zu lassen.

Verzeichnis

der mineralogisch-geologischen und paläontologischen Literatur über die Adamello-Presanellagruppe.

Das folgende Verzeichnis ist sicher nicht ganz vollständig, obwohl ich viel Zeit und Mühe darauf verwandt habe es möglichst vollständig zu gestalten. Von der Angabe von Arbeiten, in denen die die Gruppe nur ganz nebenher und in ganz unwesentlicher Weise erwähnt ist, wurde im allgemeinen abgesehen. Dagegen sind einige topographische Arbeiten, die für die Nomenklatur von Bedeutung sind, mit aufgenommen. Im weiteren Text sind die in diesem Verzeichnis aufgeführten Arbeiten nur durch Angabe des Autornamens und der Jahreszahl zitiert, also zum Beispiel: „Brocchi, 1808, pag. —."

1808. Brocchi, Trattato mineralogico e chimico sulle miniere di ferro del dipart. del Mella. Brescia.

1825. G. Maironi Da-Ponte, Sulla geologia della Provincia Bergamasca. Bergamo (besonders pag. 26 u. f.).

1845. J. Trinker, Bericht über die im Sommer 1844 vorgenommene geognostisch-montanistische Begehung. Als Anhang zum Bericht über die VII. Generalversammlung des geognostisch-montanistischen Vereines für Tirol und Vorarlberg. Innsbruck (bei Wagner). pag. 52—55.

1847. — — Bericht über die IX. Generalversammlung des Vereines zur geognostisch-montanistischen Durchforschung von Tirol und Vorarlberg. Innsbruck, pag. 3—30.

1851. G. Curioni, Nota di alcune osservazioni fatte sulla distribuzione dei massi erratici in occasione delle inondazioni nella provincia di Brescia nell' Agosto 1850. Memorie I. R. Istituto Lombardo. II. Serie. Bd. II. 15 Seiten.

1851. J. Trinker, Über die Verbreitung von erratischen Blöcken in dem südwestlichen Teile von Tirol. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. Wien. Heft II. pag. 74—78.

1851. Arn. Escher von der Linth in B. Studers „Geologie der Schweiz". Bd. I. pag. 292—295 und 446.

1853. J. Trinker, Petrographische Erläuterungen zur geognostischen Karte von Tirol. 69 Seiten. In: Erläuterungen zur geognostischen Karte Tirols und Schlußbericht der administrativen Direktion des geognostisch-montanistischen Vereines für Tirol und Vorarlberg. Innsbruck 1853 (bei Wagner).

1856. G. Curioni, Sulla successione normale dei diversi membri del terreno triasico nella Lombardia. Memorie I. R. Istituto Lombardo. Bd. V, pag. 311—343 (3 Tafeln).

1858. Fr. v. Hauer, Erläuterungen zu einer geologischen Übersichtskarte der Schichtgebirge der Lombardei. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. Wien, pag. 445 (auch gutes Verzeichnis der älteren Literatur).

1858. G. Curioni, Appendice alla memoria sulla successione normale dei diversi membri del terreno triasico nella Lombardia. Memorie I. R. Istituto Lombardo. Bd. VII, Heft III, 19 Seiten.

1862. — — Sui giacimenti metalliferi e bituminosi nei terreni triasici di Besano. Ebenda, Bd. IX, pag. 241—268.

1864. G. vom Rath, Beitrag zur Kenntnis der Eruptivgesteine der Alpen. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. XVI, pag. 249—266.

1865. P. G. Lorentz, Exkursion um den Ortler und Adamellostock. Petermanns Mitteilungen, Bd. II.

1865. A. Kenngott, Über den Feldspat des Tonalits. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. XVII, pag. 569.

1865. J. Payer, Die Adamello-Presanella-Alpen. Ergänzungsheft Nr. 17 zu Petermanns Mitteilungen.

1865. E. W. Benecke, Geognostisch-paläontologische Beiträge. Bd. I. Heft I. München. Über Trias und Jura in den Südalpen, pag. 1—204. Besonders 32—34 (Creto), 46—48 (Croce Domini, Dezzo), 60—62 (Lago d'Arno), 153—155. Der erste Teil der Arbeit erschien besonders als Habilitationsschrift in Heidelberg.

1866. G. Ragazzoni, Di alcuni minerali della provincia di Brescia. Commentari dell' Ateneo di Brescia per gli anni 1862, 1863, 1864. Abhandl. XII, pag. 106—108.

1868. E. W. Benecke, Über einige Muschelkalk-Ablagerungen der Alpen (Haupttitel wie Benecke, 1865). Bd. II, pag. 53—57.

1869. A. Baltzer, Geologische Notizen aus der Adamellogruppe. Jahrb. d. Schweizer Alpenklubs 1869—1870. Bern 1870, pag. 421—436.

1870. G. Curioni. Osservazioni geologiche sulla Val Trompia. Memorie R. Istituto Lombardo. Ser. III. Vol. II, 60 Seiten.

1871. A. Baltzer. Adamellogranit und Adamellogranitglimmer. Vierteljahrsschrift d. naturforsch. Gesellsch. in Zürich XVI. pag. 175—184.

1872. Referat über beide Arbeiten Baltzers, die danach 1870 in St. Gallen besonders erschienen sein sollen. Neues Jahrb. f. Mineralogie, pag. 653.

1872. J. Payer. Anhang zu den Adamello Presanella-Alpen des Ergänzungsheftes Nr. 17. Im Ergänzungsheft Nr. 31 zu Petermanns Mitteilungen.

1873. G. Curioni. Richerche geologiche sull' epoca dell' emersione delle rocce sienitiche (Tonalite) della catena dei monti dell' Adamello nella prov. di Brescia. Mem. Ist. Lomb. XII, pag. 341—360.

1873. A. Lux (oder Luchs?). Carta geognostica e viticola del Trentino. ideata ed eseguita per cura del Consorzio agrario trentino e premiata con medaglia del merito all' esposizione di Vienna del 1873. (Mir unzugänglich, mitgeteilt von Ingegnere E. Ferrari aus Stenico.)

1874. J. Morstadt. Über die Terraingestaltung im südwestlichen Tirol, verglichen mit jener in der Lombardei. Zeitschr. d. Deutsch. u. österr. Alpenvereines V. pag. 193—214 und 401—406.

1874. E. v. Mojsisovics. Über die triadischen Pelecypodengattungen *Daonella* und *Halobia*. Abhandl. d. k. k. geol. R.-A. Wien, Bd. VII. (Beschreibt judikarische Funde.)

1875. G. Ragazzoni. Profilo geognostico del pendio meridionale delle Alpi Lombarde. Commentari dell' Ateneo di Brescia.

1876. R. Lepsius. Über Röth und Muschelkalk in den Südalpen. Habilitationsschrift. Straßburg 1876.

1876. G. B. Adami, Molluschi terrestri e fluviatili viventi nella valle dell' Oglio. Padua, pag. 10—11.

1877. G. Curioni. Geologia applicata delle provincie Lombarde. (Milano bei Höpli.) Besonders wichtig Bd. I. Mit einer Übersichtskarte.

1878. R. Lepsius, Das westliche Südtirol. Berlin.

1878. C. Doelter, Referat über einen Teil des Lepsius'schen Werkes: Die Eruptivgesteine des westlichen Südtirol. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A., pag. 349.

1879. F. Suda. Wahrnehmungen über das Zurückweichen der Gletscher in der Adamellogruppe. Zeitschr. d. Deutsch. u. österr. Alpenvereines, pag. 170—174.

1879. R. Lepsius (1). Berichtigung zum Referat Dölters. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A., pag. 31.

1879. R. Hoernes, Referat über das Lepsiussche Werk. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. Wien, pag. 54.

1879. G. Stache (1). Die Umrandung des Adamellostockes und die Entwicklung der Permformation zwischen Val buona Giudicaria und Val Camonica. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A., pag. 300—310.

1879. R. Lepsius (2). Über Dr. Staches Reisebericht, betreffend die Umrandung des Adamellostockes. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A., pag. 339—343.

1879. G. Stache (2). Erwiderung auf die voranstehende Kritik meines Reiseberichtes über die Umrandung des Adamellostockes. Ebenda. pag. 334—350.

1880. — — Verhandl. d. k. k. geol. R.-A.
1. Der kristallinische Gebirgsabschnitt zwischen dem hinteren Ultengebiet und Untersulzberg, pag. 250—251.
2. Aus den Randgebieten des Adamellogebirges, pag. 252—255.
3. Über das Vorkommen von Olivingesteinen in Südtirol, pag. 287—288.

1880. H. v. Foullon. Über Minerale führende Kalke aus dem Val Albiole in Südtirol. Ebenda, pag. 146.

1880. A. Bittner. Die Sedimentgebilde in Judikarien. Ebenda, pag. 233.

1880. C. W. Gümbel. Ein geognostischer Streifzug durch die Bergamasker Alpen. Sitzungsber. d. math.-phys. Klasse d. bayr. Akad. d. Wissensch., pag. 164—240.

1881. A. Varisco. Note illustrative della Carta geologica della Prov. di Bergamo (mit einer Karte in vier Blättern). Die Karte umfaßt das Gebiet westlich der Adamellogruppe, zum Beispiel das oberste Aglionetal, aber keinen Teil der Adamellogruppe selbst.

1881. A. Bittner, Über die geologischen Aufnahmen in Judikarien und Val Sabbia. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., pag. 219—370. Mit geolog. Karte.

1881. E. Reyer. Die Eruptivmassen des südlichen Adamello. Neues Jahrb. f. Mineralogie. Beilagebd. I, pag. 419—450.

1881. G. Ragazzoni, Carta geologica della provincia di Brescia. Lit. Apollonio. (Zitiert nach Taramellis Literaturverzeichnis in: Taramelli 1890. Es war mir trotz aller Bemühungen nicht möglich, ein Exemplar zu erhalten. Mein verehrter Freund, Herr Prof. Cacciamali in Brescia, schreibt mir, daß die Karte nie veröffentlicht worden ist, daß aber Ragazzoni 1880 etwa zehn Exemplare mit der Hand gemalt und an eine Reihe von Instituten verschenkt habe. [Istituto tecnico Brescia, Universitat Pavia usw.] Es ist sehr zu bedauern, daß diese Karte des damals besten Kenners der Provinz nicht gedruckt worden ist. Indessen hat sie Taramelli für seine Karte offenbar benutzt.)

1882. Guida alpina della Provincia di Brescia. Erste Auflage. Brescia. Enthält eine Reihe von geologischen Angaben, die von Ragazzoni stammen dürften.

1882. E. v. Mojsisovics, Die Cephalopoden der mediterranen Triasprovinz. Abhandl. d. k. k. geol. R.-A. Wien, Bd. X. (Beschreibt Cephalopoden aus Judikarien.)

1883. A. Bittner, Nachträge zum Berichte über die geologischen Aufnahmen in Judikarien und Val Sabbia. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. Wien, pag. 405—442.

1883. A. v. Klipstein, Beiträge zur geologischen und topographischen Kenntnis der östlichen Alpen. Topographisch-geologische Fragmente aus Judikarien. Bd. II, Abt. III, pag. 70—90.

1885. E. Sueß, In „Antlitz der Erde", I, pag. 209. 312—323, 355, Bd. III, pag. 422—445.

1886. v. Chrustschoff, Neues Jahrb. f. Mineralogie, Bd. II, pag. 184 (Kurze Notiz über das Vorkommen von Spinell im Tonalit.)

1886. F. Teller, Über porphyritische Eruptivgesteine aus den Tiroler Zentralalpen. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A., pag. 715—746.

1886. H. v. Foullon, Über Porphyrite aus Südtirol. Ebenda, pag. 747—777.

1889. Guida alpina della Provincia di Brescia. Zweite Auflage. Vgl. unter 1882.

1889. H. Finkelstein, Die Gruppe des Monte Frerone. Zeitschr. d. Deutsch. u. österr. Alpenvereines XX, pag. 306—330.

1889. A. Amighetti, Nuove ricerche sui terreni glaciali dei dintorni del lago d'Iseo. Lovere.

1890. T. Taramelli, Carta geologica della Lombardia con un fascicolo di spiegazione 1:250000. Milano bei Artaria. (Die Erläuterungen enthalten ein vollständiges Verzeichnis der lombardischen Literatur, darunter auch eine Reihe von Arbeiten, die mir nicht zugänglich waren.)

1890. A. Cathrein, Neues Jahrb. f. Mineralogie, I, pag. 73—74.

1890. W. Salomon, Geologische und petrographische Studien am Monte Aviolo im italienischen Anteil der Adamellogruppe. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges., Bd. XLII, pag. 450—556.

1891. — — (1), Über einige Einschlüsse metamorpher Gesteine im Tonalit. Neues Jahrb. f. Mineralogie, Beilagebd. VII, pag. 471—487.

1891. — — (2), Italianische Übersetzung des größten Teiles der Arbeit von 1890 im Giornale di Mineralogia, Cristallografia usw., II, pag. 48—124.

1891. — — (3), Neue Beobachtungen aus den Gebieten der Cima d'Asta und des Adamello. Tschermaks Mitteilungen XII, pag. 408—415.

1891. A. Pelikan, Ein neues Cordieritgestein vom Monte Doja in der Adamellogruppe. Tschermaks Mitteilungen XII, pag. 156—166.

1891. P. Prudenzini, Il gruppo di Baitone. Boll. Club alpino italiano, Bd. XXV, 50 Seiten mit Übersichtskärtchen.

1892. F. Becke, Petrographische Studien am Tonalit der Rieserferner. Tschermaks Mitteilungen, Bd. XIII, besonders pag. 462.

1892. A. Cozzaglio, I Laghetti di Esine. Boll. Club alpino italiano, Bd. XXVI, Nr. 59. 16 Seiten.

1892. R. Monti, Appunti petrografici sopra alcune rocce della provincia di Brescia. Giorn. di mineralogia e petrografia. Vol. III, Pavia, pag. 262—266. (Behandelt Eruptivgesteine aus der Nachbarschaft der Gruppe, Val di Dezzo, Preseglie, Vestone.)

1892. W. Salomon (1), Italiänische Übersetzung der Arbeit I von 1891: Über einige Einschlüsse. Giornale di Mineralogia usw. III, pag. 9—22.

1892. — — (2), Italiänische Übersetzung der Arbeit III von 1892. Ebenda, pag. 141—148.

1892. G. Tempini, L'acqua minerale ed il clima di Salice di Prestine. Mailand (bei E. Rechiedei e Cie.). Gazzetta Medica Lombarda, 14 Seiten.

2*

1893. F. Löwl, Die Tonalitkerne der Rieserferner in Tirol. Petermanns Mitteilungen, Heft IV und V, 14 Seiten.

1893. K. Schulz, Die Adamellogruppe. — Erschließung der Ostalpen. Veröffentlichung des Deutsch. u. österr. Alpenvereines. Berlin, pag. 177—243.

1893. A. Cozzaglio, Conoidi e bradisismi in Valle Camonica. Rivista mensile Club alpino italiano. Bd XII, 7 Seiten.

1893. R Lepsius, Geologie von Attika. Berlin (bei Reimer), pag. 184—186.

1893. G. Ragazzoni, Catalogo della Raccolta che accompagna il profilo geognostico delle Alpi nella Lombardia Orientale. Brescia. 38 Seiten.

1893. P. Prudenzini. La Conca d'Arno e le Valli Zumella—Tredenus; Pallobia—Paghera—Dois. Boll. Club alpino italiano. Bd. XXVII, 62 Seiten mit Übersichtskärtchen. (Mit einigen geologischen Notizen auf pag. 32 u. 47.)

1893. R Monti, Studi petrografici sopra alcune rocce della Valle Camonica. Rendiconti R. Istituto Lombardo. Ser. II, Bd. XXVI, Heft XVI, 8 Seiten. (Auszug aus der Arbeit mit gleichem Titel unter 1894.)

1894. — — Studi petrografici sopra alcune rocce della Valle Camonica. Giorn. di Mineralogia. Pavia. Bd. V, pag. 44—71.

1894 A. Tommasi, La Fauna del Calcare Conchigliare (Muschelkalk) di Lombardia. Pavia.

1894. P. Prudenzini. Il gruppo dell' Adamello fra la Valle Camonica e il Trentino. Boll. Club alpino italiano. Bd. XXVIII, 60 Seiten mit Übersichtskärtchen.

1894 A. Stella, Contributo alla Geologia delle formazioni pretriasiche nel versante meridionale delle Alpi Centrali. Boll. Com. geol Ital., pag. 1—32.

1894. K. Futterer, Über Granitporphyr von der Griesscharte in den Zillertaler Alpen. Neues Jahrb. f. Mineralogie. Beilagebd. IX, pag 547—548.

1894. F. Löwl, Der Großvenediger. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. Wien. Bd XLIV, pag. 515—532 (pag. 515—516).

1894. W. Salomon, Sul metamorfismo di contatto subito dalle arenarie permiane della Val Daone. Giorn. di Mineralogia usw. Vol. V, pag. 97—147.

1894. A. Cozzaglio, Note esplicative sopra alcuni rilievi geologici in Val Camonica. Giorn. di Mineralogia. Pavia. Vol. V, pag. 23—43.

1895. W. Salomon (1), Über die Kontaktmineralien der Adamellogruppe. I. Wernerit (Dipyr) von Breno. Tschermaks Mitteilungen XV, pag. 159—183.

(Italiänische Übersetzung dieser Arbeit in: Rendiconti Istituto Lombardo 1895. Serie II, Bd. XXVIII, pag. 763—786.)

1895. — (2), Sul metamorfismo di contatto nel gruppo dell' Adamello. Boll. Soc. geol. Ital., Bd. XIV. Heft II, 3 Seiten.

1895. A. Tommasi (1), La fauna del Trias inferiore nel versante meridionale delle Alpi. Palaeontografia Italica I, pag. 43—76.

1895. — — (2), Sulla fauna del Trias inferiore nel versante meridionale delle Alpi. Rendiconti R. Istituto Lombardo, Serie II, Vol. 28, 4 Seiten.

1895. F. Becke. Bericht uber die petrographische Erforschung der Zentralkette der Ostalpen. Akadem. Anzeiger Nr. V. Sitzung d. math.-naturwiss. Klasse vom 14. Februar 1895, pag. 2. Wien.

1896 W. Salomon. Geologisch-petrographische Studien im Adamellogebiet. Sitzungsber. d. kgl. preuß. Akad. d. Wissensch. zu Berlin. Bd. XL, pag. 1033—1048.

1896. C. Riva (1). Le Rocce paleovulcaniche del Gruppo dell' Adamello Memorie del R. Istituto Lombardo di Scienze e Lettere. Vol. XVII, pag 159—227, 4 Tafeln.

1896. — — (2). Sopra un dicco di diorite quarzoso-micacea presso Rino in Val Camonica. Atti Societa Italiana Scienze Naturali. Bd. XXXVI. 20 Seiten, 1 Tafel.

1896. S. Finsterwalder, Über Gletscherschwankungen im Adamello- und Ortlergebiet. Mitteil. d. Deutsch. u. österr. Alpenvereines, Nr. 2 und 3.

1896. A. Amighetti. Una Gemma subalpina. Lovere 1896. 816 Seiten. (Populäre Darstellung der Geologie mit vielen Beispielen vom Iseosee, einigen aus der Val Camonica.)

1897. W. Salomon (1). Über das Alter der periadriatischen, granitisch-körnigen Massen. Eclogae geologicae Helveticae. Bd. V, pag. 33—38.

(Italiänische Übersetzung dieser Notiz in: Atti Societa Italiana Scienze naturali. Bd. XXXVI. Milano 1897, pag. 209—214 Französische Übersetzung derselben Notiz in: Archives des sciences physiques et naturelles IV. Pér., Bd. II, 1896, 8 Seiten.)

1897. W. Salomon (2), Über Alter, Lagerungsform und Entstehungsart der periadriatischen, granitisch körnigen Massen. Tschermaks Mitteilungen XVII, pag. 109—284.

1897. — — (3), Gequetschte Gesteine des Mortirolotales. Neues Jahrb. f. Mineralogie, Beilagebd. XI, pag. 355—402.

1897. C. Riva, Nuove osservazioni sulle Rocce filoniane del gruppo dell' Adamello. Atti della Societa Italiana di Scienze naturali. Bd. XXXVII, 26 Seiten.

1897. G. B. Cacciamali, In Val d'Avio. In „La Vita", 16. Jahrg., Nr. 11, November 1897, 5 Seiten. (Kurze Beschreibung der Kartreppe der Val d'Avio.)

1898. M. Vacek, Über die geologischen Verhältnisse des südlichen Teiles der Brentagruppe. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. Wien, pag. 200—215.

1898. G. B. Cacciamali, Per un rifugio nelle Prealpi Bresciane. Rivista mensile del Club alpino italiano. Bd. XVII, pag. 333—335. (Gibt Schichtprofil der Val Caffaro, in dem der Esinokalk richtig erkannt ist.)

1899. W. Salomon (1), Neue Beobachtungen aus den Gebieten des Adamello und des St. Gotthard. Sitzungsber. d. Berliner Akad. d. Wissensch., pag. 27—41.

1899. — — (2), In V. Giovanettis: Guida della Val Camonica. Brescia 1899, pag. 9—14.

1899. W Hammer, Olivingesteine aus dem Nonsberg, Sulzberg und Ultental. Zeitschr. f. Naturwissensch., Bd. LXXII. Stuttgart. 48 Seiten.

1900. W. Salomon (1), Können Gletscher in anstehendem Fels Kare, Seebecken und Täler erodieren? Neues Jahrb f. Mineralogie 1900, Bd. II, pag. 117—139.

1900. — — (2), Über *Pseudomonotis* und *Pleuronectites*. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges., pag. 348—359, Tafel XIV.

1901. — — Über neue geologische Aufnahmen in der östlichen Hälfte der Adamellogruppe I und II. Sitzungsber. d. königl. preuß. Akad. d. Wissensch. Berlin, pag. 170—185 und 729—747

1901. A. Baltzer, Geologie der Umgebung des Iseosees. Geolog. u paläontolog. Abhandl. Neue Folge, Bd. V, pag. 69—114.

1901. B. Moebus, Beiträge zur Kenntnis des diluvialen Ogliogletschers. Dissertation. Bern. 26 Seiten.

1902. A. Tornquist, Geologischer Führer durch Oberitalien. I. Das Gebirge der oberitalienischen Seen. Berlin. (Bornträger.) Enthält einige Beiträge von Baltzer über die camunische Überschiebung, im wesentlichen dasselbe wie in Baltzer, 1901.

1902. W. Salomon, Die Familienzugehörigkeit der Pleuronectiten. Zentralblatt d. Neuen Jahrb. f Mineralogie, 1902, pag. 19—22.

1902. L. Milch, Über Malchit und Durbachit und ihre Stellung in der Reihe der Ganggefolgschaft granitodioritischer Tiefengesteine. Zentralblatt d Neuen Jahrb. f. Mineralogie, pag. 676—689 (besonders 678, 680, 683—684)

1902. C. Diener. Petermanns Mitteilungen, pag. 24. (Äußert sich im Referat über Salomon hinsichtlich der Rolle von Intrusionen bei Gebirgsbildungen.)

1903. W. Salomon, Über die Lagerungsform und das Alter des Adamellotonalites. Sitzungsber. d. Berliner Akad. d. Wissensch., pag. 307—319.

1903 P. Termier (1), Sur la Synthèse géologique des Alpes orientales. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences. Paris, 30. November. 3 Seiten.

1903. — — (2), Les Nappes des Alpes orientales et la Synthese des Alpes. Bull. Soc. Géol. de France. 4 Ser. Bd. III, pag. 711—765.

1903. W. Hammer, Über die Pegmatite der Ortleralpen. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A., pag. 345—361.

1904. H. Reishauer, Höhengrenzen der Vegetation in den Stubaier Alpen und in der Adamellogruppe. Wissenschaftl Veröffentlichung. d. Vereines f Erdkunde zu Leipzig Bd. VI, pag. 1—210.

1904. P. Termier (1), Sur la continuité des phénomènes tectoniques entre l'Ortler et les Hohe Tauern. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences. Paris, 31. Oktober. 3 Seiten.

1904 — — (2), Sur la structure générale des Alpes du Tyrol à l'ouest de la voie ferrée du Brenner. Ebendort, 7. November. 3 Seiten.

1904. H. Philipp Paläontologisch geologische Untersuchungen aus dem Gebiete von Predazzo. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1904, pag 55—58.

1904. W. Hammer, Die kristallinen Alpen des Ultentales. II. Das Gebirge nördlich der Faltschauer. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A Wien, Bd. LIV, pag. 543—576.

1905. W. Hammer, Geologische Aufnahme des Blattes Bormio—Tonale. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. Wien, Bd. LV, pag. 1—26.
1906. G. B. Trener, Geologische Aufnahme im nördlichen Abhang der Presanellagruppe. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. Wien. Bd. LVI, pag. 405—496.
1907. N. Tilmann. Tektonische Studien im Triasgebirge des Val Trompia. Bonn. 58 Seiten.
1907. W. Salomon. Die Entstehung der Serizitschiefer in der Val Camonica (Lombardei). Bericht über die 40. Versammlung des Oberrheinischen geologischen Vereines zu Lindau. pag. 22—28.

Einleitung.

Kurzer historischer Überblick über die geologische Erforschung der Adamellogruppe.

So interessant es mir wäre, die geologische Erforschung der Adamellogruppe eingehend historisch darzustellen, so fehlt es mir doch an Raum und Zeit dazu. Auch überlasse ich diese Aufgabe wohl besser einer späteren Generation, die mehr als ich imstande sein wird, ein kritisches Urteil über den Grad der Sicherheit unserer jetzigen Kenntnisse und Theorien abzugeben. Doch wäre es undankbar, die wirklich großen Verdienste meiner Vorgänger nicht wenigstens kurz zu würdigen, da ich mir eigentlich mit zunehmendem Alter immer klarer darüber geworden bin, wie viel ich ihnen verdanke und wie so mancher dem jungen Forscher sehr bedeutsam erscheinende Fortschritt wohl im wesentlichen nur darin bestand, daß er alte Beobachtungen durch eine neue und modern gefaßte Brille ansah.

Die ältere, mir zum Teil nicht zugängliche italianische Literatur (Brocchi 1808 u. a.) enthält offenbar zahlreiche Angaben über die Eisenspatvorkommnissse des Massives und seiner Umgebungen und dürfte wohl auch noch andere Beobachtungen aufweisen, die mir unbekannt geblieben sind[1]).

Trinker (1845—1853) hat dann einige interessante Beobachtungen über erratische Blöcke und über die Ausdehnung des Tonalitmassivs publiziert, sowie als erster Kontaktmineralien (Granat) an der SO-Grenze beobachtet, wenn auch natürlich noch nicht richtig gedeutet.

A. Escher von der Linth drang von der Westseite her in das Tonalitmassiv ein und beobachtete im Kalkstein in der Nähe der Grenzen „Hornblende“ (das jetzt als Skapolith bezw. „Dipyr“ erkannte Kontaktmineral).

Fr. von Hauer stellte die Sedimentformationen am Westhang des Massives in seiner für die damalige Zeit ausgezeichneten Karte der Lombardei dar (1858).

G. vom Rath gab dem Tonalit seinen Namen und lieferte die erste gute petrographische Beschreibung des Gesteines.

J. Payer drang als kühner Pionier in die zentralsten und unzugänglichsten Teile der Gruppe vor, erstieg eine große Anzahl von Gipfeln, zeichnete die erste einigermaßen brauchbare topographische Karte und bewies eigentlich als erster, daß die ganze Gruppe einen zusammenhängenden Kern von Tonalit besitzt (1865 und 1872).

[1]) Gute und wohl alles Wesentliche enthaltende Verzeichnisse findet man bei v. Hauer 1858, Stoppani, Studi geologici e paleontologici sulla Lombardia (Mailand 1857) und bei Taramelli (1890).

Benecke (1865 und 1868) entdeckte und beschrieb die reichen Fossilfundorte auf der SO-Seite und lieferte eine Fülle vortrefflicher Beobachtungen über die Gliederung der Schichtgesteine. Er überschritt auch bereits den Passo del Lago di Campo.

Baltzer (1869—1871) machte neue und interessante Beobachtungen über den Tonalit und suchte als erster die sonderbare und auffällige Stufenbildung der Radialtäler zu erklären.

Eine außerordentlich wichtige und vor Suess in der deutschen Literatur fast ganz vernachlässigte Arbeit lieferte Curioni (1873), der von dem gleichfalls hochverdienten Ragazzoni auf eine Reihe von interessanten Beobachtungen hingewiesen wurde und mit ihm zusammen das oberste Blumonetal, den Passo del Termine, Val Daone und Val di Fumo beging. Sie fanden zuerst die weit in das Tonalitmassiv hineinstreichende Sedimentzone des Blumonetales und die auf dem Tonalit schwimmenden bezw. von ihm umschlossenen Schollen der Cima di Blumone und der Rossola, die für die jetzige Auffassung von der Natur des Massives so große Bedeutung gewonnen haben. Aber auch die früheren und späteren Schriften Ragazzonis (1875, 1881) und insbesondere Curionis „Geologia applicata delle province lombarde" (1877)[1]) sind wahre Fundgruben guter und zuverlässiger Beobachtungen. Nur benutzen sie infolge mangelnder mikroskopischer Untersuchungen eine oft mißverständliche Nomenklatur und machen es demjenigen, der wie ich nicht die Originalsammlungen beider Forscher in Brescia bezw. Rom vergleichen kann, oft unmöglich eine entsprechende Verwertung der Angaben vorzunehmen. Das bitte ich auch bei dem Vergleich meines Textes mit den Arbeiten der beiden Forscher zu berücksichtigen.

Einen fundamentalen Fortschritt bedeutete dann für die Adamellogruppe R. Lepsius „Westliches Südtirol" (1878). Abgesehen von den zahlreichen neuen und wichtigen Einzelbeobachtungen über Schichtenfolge, Fossilführung und Lagerung ist hier zum erstenmale die Kontaktmetamorphose der Trias auf der Südseite des Massives klar erkannt und zur Darstellung gebracht. Ja, es sind bereits die ersten, wenn auch isolierten und daher von Lepsius in anerkennenswerter Zurückhaltung noch nicht als beweiskräftig angesehenen Beobachtungen über Kontaktmetamorphose der kristallinen Schiefer auf der Ostseite des Massives aufgeführt[2]).

---

[1]) Vergl. auch Curioni 1851, 1858, 1862.

[2]) Lepsius (pag. 151) sagt wörtlich: „Um den Südwestfuß des Ré di Castello sind die Grauwacken Tonschiefer und Konglomerate des Rotliegenden herumgeworfen: dieselben stoßen ebenso scharf wie die Muschelkalke an den senkrecht abstürzenden Seiten des Tonalitstockes ab. Das ganze übrige Massiv des Tonalit ist umgeben von Gneis und Glimmerschiefer. Eine Kontaktwirkung auf diese Umwallung hat sicherlich stattgefunden: die Andalusite und Staurolithe im Glimmerschiefer der Val Valentino nahe dem Tonalit weisen vielleicht darauf hin; sicherlich aber jene Frucht- und Knotenschiefer, welche ich am Nordwestende des Lago d'Arno anstehen sah. Voraussichtlich werden besonders die Tonschiefer des Rotliegenden in der Val Camonica noch ein reiches Feld für die Kontaktstudien am Tonalit abgeben."

Offenbar hielt Lepsius also damals die „Frucht- und Knotenschiefer" am Lago d'Arno für Umwandlungsprodukte der kristallinen Schiefer. Rosenbusch (Mikrosk. Physiogr. Massige Gesteine, II. Aufl., 1887, pag. 124 bis 125) sagt nun auf Grund der Lepsiusschen Untersuchungen: „Auch am Tonalit des Adamellostockes dürften die am Südwestfuße des Ré di Castello ihn umgehenden Grauwacken und Tonschiefer des Rotliegenden eine normale Kontaktzone bilden: dafür sprechen die Knotenschiefer und andalusitführenden schiefrigen Hornfelse am Nordwestende des Lago d'Arno." In der vierten Auflage desselben Werkes (pag. 301) heißt es ferner: „Daß die am Südfuß des Ré di Castello im Adamellostock den Tonalit umgehenden Sedimente eine normale Kontaktzone bilden dürften, habe ich schon in der zweiten Auflage dieses Buches aus den Knotenschiefern und andalusitführenden Schieferhornfelsen am Nordwestende des Lago d'Arno geschlossen."

Demgegenüber stelle ich fest, daß die von Lepsius angeführten Gesteine „am Nordwestende des Lago d'Arno" zur unteren Trias (Werfener Schichten) gehören und daß am Südwestfuß des Ré di Castello überhaupt

Daß Lepsius damals mit seinen Zeitgenossen noch nicht an größere postpaläozoische alpine Tiefengesteinsmassive glaubte und daher zur Erklärung der Kontaktmetamorphose eine jetzt auch von ihm selbst verlassene Hypothese aufstellte, ist ihm gewiß nicht zum Vorwurf zu machen.

Unmittelbar nach Lepsius begann Stache, unterstützt von Teller, Bittner und v. Foullon im Auftrage der k. k. geologischen Reichsanstalt zu Wien eine systematische Aufnahme der ganzen Gruppe, die gleichfalls eine Fülle wertvollster Ergebnisse erzielte. (Stache 1879 I, 1880, Teller 1886, v. Foullon 1886, Bittner 1881 und 1883). Stache erkannte als erster, daß die von ihm allerdings noch in ganz abweichender Weise aufgefaßte Kontaktzone nicht bloß die Süd-, sondern auch die ganze Westseite des Massives umgürtet. Ja, er sprach sich in seiner späteren Mitteilung schon dahin aus, daß in der nordwestlichen Zone auch die Werfener Schichten vertreten seien. Er und Teller entdeckten die wichtige Sedimentzone des Gallineratales und verfolgten sie bis zum Gallinerapasse. Sie untersuchten ferner die Verbreitung des von Lepsius zuerst abgesonderten Tonalitgneises und stellten fest, daß dies Gestein allmählich in den Massivtonalit übergeht. Teller wies die große Verbreitung schmaler Gänge dunkler Intrusivgesteine in der ganzen Gruppe nach; v. Foullon beschrieb diese Gesteine petrographisch. Teller lieferte ferner eine Menge bedeutungsvoller Beobachtungen über die Sabbionediorite und die das Massiv des Corno alto vom Tonalit trennende Schieferzone.

Stache entwarf die erste, allerdings nie publizierte geologische Karte in großem Maßstab (1: 75.000), die dem Verfasser im Jahre 1904 von der Direktion der k. k. geologischen Reichsanstalt im Einverstandnis mit Herrn Hofrat Stache zur Benützung überlassen wurde. Sie hat auf der dieser Arbeit beigegebenen Karte an den in dem Kapitel über das Kartenmaterial erläuterten Stellen Verwendung gefunden. Bittner untersuchte die Triassedimente von der italiänischen Staatsgrenze an ostwärts und legte seine mustergültigen, absolut zuverlässigen Beobachtungen über Schichtgliederung und Verbreitung in einem leider nur in kleinem Maßstabe publizierten Schwarzkärtchen nieder, dessen Vorzüglichkeit ich oft zu erproben Gelegenheit hatte und das mir für meine Karte von allen fremden Publikationen am meisten Hilfe gewährt hat. (Vergl. den Abschnitt über das Kartenmaterial.) Ich erwähne auch noch seine wichtigen, reichen Fossilaufsammlungen, und hebe hervor, daß die von ihm und anderen gefundenen Triascephalopoden des Gebietes in dem berühmten großen Werke von Mojsisovics[1]) beschrieben und zum Teil abgebildet sind.

Reyer (1881) machte eine Reihe sehr interessanter und schöner Beobachtungen über den Tonalit, insbesondere über die von ihm als „Schlierenknödel" bezeichneten dunklen Urausscheidungen, über die Aplite und Pegmatite, die Kluftsysteme und die sonderbaren Lagerungsverhältnisse der Trias in der Umgebung der Uza. Wenn ich auch mit seiner Auffassung und Deutung nicht einverstanden bin, so hindert mich das doch nicht mit Freude anzuerkennen, daß die Beobachtungen gut sind und daß ich den Erörterungen dieses geistvollen Forschers viele wertvolle Anregungen verdanke.

Einen sehr wichtigen Fortschritt machte die Erkenntnis von dem Bau und der Bedeutung des Adamellomassives durch den großen Meister Eduard Suess (1885). Obwohl Suess nur einen Marsch durch Vall'Aperta, Val Daone und über den Forcellinapaß ausführte, erkannte er sofort mit klarem Blick die Kontaktmetamorphose des Grödener Sandsteins, hob die Bedeutung der Curionischen

kein Perm auftritt. Die Priorität der Entdeckung der Kontaktmetamorphose des Perms am Adamello gebührt daher E. Suess, der schon 1885 auf die Kontaktmetamorphose des Grödener Sandsteins in der Val Daone hingewiesen hatte.

[1]) Die Cephalopoden der mediterranen Triasprovinz. Abhandl. der k. k. geol. Reichsanstalt. X. Wien, 1882

bis dahin fast unbekannt gebliebenen Beobachtungen hervor und wies als erster darauf hin, daß das trichterförmige Einsinken der Sedimente unter den Tonalit ein ganz eigenartiges, bis dahin unbekanntes Lagerungsverhaltnis darstellt.

Eine andere hochst wertvolle Erweiterung unserer Kenntnisse brachte die dem Umfang nach kleine, aber inhaltreiche Schrift Finkelsteins über die Freronegruppe. Hier wurde wohl zum erstenmal klar ausgesprochen, daß der Tonalit ursprünglich unter einer Triaskruste verborgen lag; und es wurde gezeigt, daß östlich von Breno Reste dieser Kruste nachweisbar sind. Durch Finkelsteins Schrift und mündliche Mitteilungen wurde auch ich, wie ich hier mit aufrichtigem Dank hervorheben möchte, zuerst auf die Bedeutung der Adamellogruppe hingewiesen und veranlaßt, mich mit ihr zu beschäftigen.

Taramellis Karte der Lombardei (1890) zeigte in übersichtlicher Weise den Übergang der Bergamasker Sedimentzüge in den Sedimentmantel des Tonalitmassivs.

1890 begannen auch meine im Literaturverzeichnis aufgeführten Veröffentlichungen über die Adamellogruppe. Ich verzichte naturgemaß auf eine Aufzählung meiner eigenen Ergebnisse und fahre in der Besprechung der wichtigeren Arbeiten anderer fort.

Vor allen Dingen muß ich da die Untersuchungen von Riva und Cozzaglio hervorheben. Cozzaglio, obwohl Autodidakt, hat es in bewundernswerter Weise verstanden, durch fortgesetztes Studium der Natur, durch sorgfältige und ruhige Beobachtung trotz aller äußeren Schwierigkeiten einer der verdientesten und besten Erforscher unseres Gebietes zu werden. Er hat ausgezeichnete Untersuchungen über die Sedimentformationen und die Tektonik der Val Camonica gemacht. Riva, mein leider so jung der Wissenschaft entrissener ältester Schüler und späterer Freund und Kollege, hat die Adamellogruppe auf meine Veranlassung besucht. Er hat sich dort in einer schönen kleinen Arbeit über den von mir aufgefundenen Quarzglimmerdioritstock von Rino und seine Kontaktmetamorphose seine geologisch-petrographischen Sporen verdient. Er hat ferner das ganze große, bis zum Jahre 1896 von mir gesammelte Material dunkler Gänge petrographisch genau studiert, selbst auf erst gemeinsam mit mir unternommenen, später aber selbständigen Wanderungen neues Material dazu gesammelt und seine zahlreichen mikroskopischen Beobachtungen und chemischen Analysen in seiner vortrefflichen Monographie: „Le rocce paleovulcaniche del gruppo dell' Adamello“, sowie in einer späteren Arbeit (1897) niedergelegt. Er hat mir dadurch auch die Abfassung der vorliegenden Schrift wesentlich erleichtert. Ich rufe ihm, den ein tragisches Schicksal inmitten der von uns beiden so sehr geliebten Berge plötzlich hinwegraffte, meinen Dank ins Jenseits nach!

Es ziemt sich an dieser Stelle wohl auch, zweier Nichtgeologen zu gedenken, die mit der topographisch-alpinistischen Erforschung der Gruppe beschäftigt, auch der geologischen Fachforschung nützliche Dienste geleistet haben, Schulz (1893) und Prudenzini (1891, 1893 und 1894). Beide haben unter anderem die oft strittige Nomenklatur der topographischen Punkte geklärt und ergänzt. Ein besonderes Verdienst meines leider nun auch nicht mehr unter den Lebenden weilenden Freundes Prudenzini war der Nachweis von Marmorschollen auf der Oberfläche des Tonalitmassivs südlich und westlich des Lago d'Arno. Ich gedenke dieses kühnen Alpinisten und ausgezeichneten, liebenswürdigen Menschen in Dankbarkeit und Trauer.

Ferdinand Löwl (1893) stattete im Anschluß an seine wichtigen Studien über andere ostalpine Zentralmassive auch der Adamellogruppe einen Besuch ab. Er leistete der Erforschung unseres Gebietes durch die Klarheit und Schärfe, mit der er die damals noch strittigen Probleme und Fragen präzisierte, einen wertvollen Dienst. Ebenso lieferten Baltzer (1871, 1901), Cacciamali (1897—1898), Hammer (1899, 1903—1905), Moebus (1901), Monti (1893 –

1894), Pelikan (1891), Stella (1894), Termier (1903—1904) und Vacek (1898) teils durch Untersuchung von Gesteinen und Formationen der Adamellogruppe selbst, teils durch Aufklärung und Diskussion des Baues und der Gesteine ihrer Nachbargebiete mehr oder minder große und zum Teil sehr wichtige Beiträge.

Becke (1892) hat durch seine mustergültige Untersuchung des Rieserferner-Tonalites indirekt auch der Erforschung des Adamellomassives einen sehr großen Dienst geleistet. Auch hat er in dieser Arbeit den schon von früheren Autoren (Suess 1885) erkannten genetischen Zusammenhang zwischen Adamello und Rieserfernern schärfer hervorgehoben. Er hat ferner auf Grund der petrographischen Übereinstimmungen als erster den Ausspruch getan: „Dies legt den Gedanken nahe, daß die ganze Zone der Intrusivgesteine vom Re di Castello im Süden bis zu den Porphyritgängen von Prävali einer großen Intrusionsperiode angehöre, welche zeitlich ungefähr zusammenfiele mit den großen Eruptionen [1]) im südöstlich anstoßenden Senkungsfeld" (l. c. pag. 462). Er hat dabei auch das Bachergebirge bereits als Heimat ähnlicher porphyritischer Intrusivgesteine genannt, wie sie in Prävali vorkommen.

Auf die Angaben von Hess über die diluviale Vergletscherung des Ogliotales wird in dem Abschnitt über das Diluvium näher eingegangen werden. Den erst nach Fertigstellung meiner Karte und des größten Teiles des Manuskriptes veröffentlichten Untersuchungen Treners über die Presanellagruppe und Tilmanns über die Val Trompia ist ein besonderer Abschnitt am Ende der Arbeit gewidmet.

Topographische Übersicht.

Unter Verzicht auf jede unnütze Aufzählung von Namen und Einzelheiten, die der Leser ja doch auf der Karte in jedem Augenblicke finden kann, mögen im folgenden einige besonders wichtige Punkte kurz hervorgehoben werden.

1. Grenzen der Gruppe.

Die Abgrenzung der Adamello-Presanellagruppe wird je nach den dabei verwerteten Gesichtspunkten verschieden vorgenommen werden. Bei Benutzung rein tektonischer Linien würde man wohl im Osten die Judikarienverwerfung, im Norden die Tonaleverwerfung, im Süden die Störungslinie der Val Trompia, die von Baltzer neuerdings als „camunische Überschiebung" bezeichnet wird, als Grenzlinien benützen können; im Westen aber würde eine natürliche tektonische Grenze nicht zu finden sein. Stellt man dagegen die durch Erosion geschaffenen topographischen Tiefenfurchen in den Vordergrund, so ergeben sich im Westen und Norden das tief eingeschnittene Ogliotal, der Passo Tonale und die von diesem nach ONO ziehende Furche der Val Vermigliana und des Noceflusses als Grenzen. Im Osten würden von Dimaro im Nocetal bis Condino der Reihe nach die annähernd, aber keineswegs genau der Judikarienlinie folgenden Täler des Meledrio, der Sarca von Campiglio, des Hauptsarcaflusses, des Torrente Arnò, der Adanà und des Chiese mit den zwischen ihnen gelegenen beiden Wasserscheiden des Campo Carlomagno und der Prati di Bondo die Grenze bilden. Dann aber fehlt im Süden eine Tiefenlinie oder ein System solcher, welches eine Begrenzung ermöglicht. Es drängt sich unter diesen Umständen die Frage auf, welches der beiden Prinzipien überhaupt besser für die Abgrenzung einzelner Gruppen in den Alpen und

[1]) Gemeint sind die triadischen Eruptionen.

anderen Gebirgen zu verwenden ist. — Es wäre gewiß für den Geologen sehr erfreulich, wenn man stets tektonische Linien dabei gebrauchen könnte. Aber ein Blick auf unsere Karte lehrt, daß dann der unterste Teil des Hanges der Presanella gegen die Val Vermigliana, des Adamello gegen die nördliche Val Camonica von der Adamello-Presanellagruppe abzutrennen und der Ortlergruppe anzugliedern wären, ein Ergebnis, das meinem „orographischen Gefühl" widerspricht. Es würde zu einer vollständigen Zerreißung einer in ihren ganzen Formen als ein einheitliches Individuum erscheinenden Gruppe führen. Umgekehrt würden wir bei reiner Verwertung orographischer Merkmale den fast ganz aus Diorit und kristallinen Schiefern bestehenden, tektonisch unzweifelhaft zu unserm Massiv gehörigen Sabbione bei Pinzolo zu der von ihm durch die kolossale Judikarienverwerfung getrennten, im wesentlichen mesozoischen Brentagruppe rechnen müssen. Das widerstrebt meiner geologischen Empfindung. Und dabei glaube ich und scheue mich nicht es auszusprechen, daß man sich bei solchen Fragen auch etwas von Empfindung und Gefühl leiten lassen muß, will man nicht zu Gruppeneinteilungen kommen, bei denen der Begriff „Gebirgsgruppe" der strengen und einseitigen Anwendung eines einzigen Einteilungsprinzips zuliebe verfälscht ist. Derartige Einteilungen aber haben neben andern Nachteilen auch den, daß sie niemals allgemein anerkannt werden. So habe ich nach den von Aug. Böhm in seiner schönen „Einteilung der Ostalpen"[1]) erläuterten Grundsätzen einen zwischen beiden Prinzipien vermittelnden Abgrenzungsversuch gemacht, unter Berücksichtigung aller der orographischen und tektonischen Elemente, welche mir unzweifelhaft erscheinen lassen, daß unsere Gruppe innerhalb der Alpen ein Individuum darstellt. Ich ziehe daher die Grenze vom Passo Tonale nach Westen und Süden längs der Tiefenfurche des Oglio bis in die Gegend von Cividate und Esine in der Val Camonica, nach Osten längs der Tiefenfurchen des Torrente Vermigliana, des Noce, Meledrio und der Sarca von Campiglio. Von der Gegend der Einmündung von Vallagola an folge ich aber der Judikarienverwerfung hinter dem Sabbione herum, bis sie von neuem die Tiefenfurche des Sarcastromes erreicht und diesen bis fast nach Tione begleitet. Von dort rechne ich als Grenze den Arnò, die Adanà und den Chiese.

Eine scharfe, der allgemeinen Anerkennung sichere „natürliche" Südgrenze der Gruppe vermag ich überhaupt nicht zu ziehen. Die noch in der Nähe des Tonalitmassivs tektonisch und petrographisch stark von diesem beeinflußten Sedimente lassen schon weit im Norden der Trompiastörung keine Spuren eines solchen Einflusses mehr erkennen. Sie gehen ganz allmählich in die nicht individualisierte, einförmige Plateaulandschaft nördlich der Val Trompia über. In weiterem Sinne mag man dies Gebiet noch zur Adamellogruppe rechnen und würde dann als deren Südgrenze den Trompiabruch benützen können. Für die Fragen, die mich zur Bearbeitung des Adamellomassives trieben, schied es aus und wurde daher auch auf der geologischen Karte nicht mehr dargestellt.

Übrigens möchte ich bei dieser Gelegenheit doch wieder darauf hinweisen, daß nicht nur die großen Systeme von longitudinalen Tiefenfurchen, wie wir sie zum Beispiel von Martigny bis Chur, von Colico am Comer See bis Malè im Sulzberg hintereinander angereiht finden, zwar ihre Ausgestaltung den Faktoren der Erosion, ihren wirklichen Ursprung aber zweifellos tektonischen Ursachen verdanken. Auch die großen Quertäler wie zum Beispiel das Reußtal und die hier in Frage kommende Val Camonica, dürften selbst in Abschnitten, in denen die beiden Talwände genau zu korrespondieren scheinen, dennoch ihre erste Anlage dem Bau des Gebirges verdanken. Wo ein

[1]) Pencks Geograph. Abhandlungen Bd. I. Heft 3, besonders pag. 331. Wien 1887.

hydrographisches System genauer in Bezug auf seinen Zusammenhang mit dem Gebirgsbau untersucht wird, da wird es sich wohl stets herausstellen, daß wenn nicht Störungslinien, so doch Gesteinsklüfte vorhanden sind, die dem rinnenden Wasser die Richtungen vorschrieben. So halte ich es zum Beispiel für ungemein wahrscheinlich, daß der auffällig geradlinige Verlauf und die ziemlich parallele Orientierung der zahlreichen N—S, beziehungsweise NNO—SSW gerichteten Odenwaldtaler ebenso wie es neulich Harder[1] auf Hobbs Veranlassung für das südwestliche Wisconsin in den Vereinigten Staaten nachgewiesen hat, auf Kluftsysteme zurückzuführen sind. So ganz ungeologisch ist also auch die Verwertung der Tiefenfurchen denn doch nicht; und um so mehr halte ich mich für berechtigt, den transversalen Teil des Ogliotales bei meiner Abgrenzung des Adamellomassives als Westgrenze zu benutzen.

2. Orographischer Charakter.

Die Adamellogruppe unterscheidet sich von allen mir persönlich oder durch die Literatur bekannt gewordenen Teilen der Alpen sehr wesentlich durch ihren orographischen Charakter. Mit vielen anderen Zentralmassiven hat sie den massiven, die zentralen und größten Höhen bildenden Tiefengesteinskern gemeinsam. Während aber sonst in den Alpen die Erosion eine weitgehende Zerschneidung und Auflösung der inneren Massen hervorgebracht hat, ist besonders in der zentralen eigentlichen Adamellogruppe sensu stricto der Kern noch als ein fast ungegliedertes, nach allen Seiten steil abfallendes Hochplateau erhalten. Infolge seiner Höhenlage ist es daher von einem den Charakter eines norwegischen Fjeldes tragenden Firnfeld bedeckt, dem „Pian di Neve“, das in seiner Art in den Alpen allein dasteht. Kommt man von Norden oder von Süden, man kann es überschreiten, ohne zu merken, daß man über eine Firnscheide hinweggeht: so flach und allmählich dacht es sich nach den Seiten ab. Am Rande des Fjeldes aber stürzen kurze, nicht sehr bedeutende Gletscherzungen in großartigen Kaskaden tief in die Radialtaler hinunter. So kann man von der Val di Genova im Norden über den oberen Teil des Mandronegletschers hinweg zum Pian di Neve aufsteigen und in stundenlanger fast ebener Wanderung ins Firngebiet des nach SW abstürzenden Salarno- oder Adamègletschers gelangen. Man kann über den Fumogletscher von Süden aufsteigend in ähnlicher Wanderung die Zunge des nach Norden abfließenden Lobbia-Gletschers erreichen. Nur zwischen Osten und Westen erhebt sich eine freilich auch nur sehr unvollkommen trennende Schranke in Gestalt des Lobbia-Dosson di Genovakammes. Doch steigt auch dieser nur wenige hundert Meter über das Fjeldniveau empor und kann an mehreren Stellen, besonders im Lobbiapaß, leicht und mühelos überschritten werden.

Dieser Gegensatz zwischen dem zentralen, meist über 3000 *m* hohen erst an den Rändern gegliederten plutonischen Kernplateau und dem durch tief eingeschnittene Radialtäler reich gegliederten, bei Esine bis zu 254 *m* über dem Meer herabsinkenden Sedimentmantel beherrscht das Landschaftsbild der Adamellogruppe. Niemand wird sich dem wunderbaren Eindruck entziehen können, wenn er im unteren Ogliotal stehend neben sich Olivenhaine, Feigen, Weinberge, im Freien überwinternde Palmen, und über sich das 3554 *m* hohe, gletscherumgürtete Horn des Adamello erblickt!

Von den Radialtalern schneiden zwei so tief in die Gruppe ein, daß sie als Haupttäler bezeichnet werden müssen; es sind das die Val di Genova im NO und die Val di Fumo im S.

[1] The joint System in the rocks of southwestern Wisconsin and its relation to the drainage network. Bull. Univ. of Wisconsin Nr. 138. 1906.

Die Val di Genova beginnt am N-Abhang des Pian di Neve, am Fuße des Mandrone- und Lobbiagletschers und trennt das nordöstliche Stück der Gruppe mit deren höchstem Gipfel, der Presanella (3561 *m*) von der zentralen Adamellogruppe sensu stricto ab. Da indessen beide Teile in der Pisgana-Region unteilbar zusammenhängen und auch geologisch keine Grenze zwischen ihnen gefunden werden kann, so ist es streng genommen unberechtigt, von einer Presanellagruppe zu sprechen. Doch wird man diesen Ausdruck aus praktischen Gründen nicht entbehren können. Eine weitere Abtrennung eines besonderen Teilstückes bedingt orographisch der relativ bedeutende westliche Einschnitt des Pojatales, geologisch die auf unserer Karte scharf hervortretende Bucht des Tonalites an der gleichen Stelle. Sie bewirken zusammen mit dem tiefen Einschnitt des Fumotales daß man von Alters her den südwestlichen Teil der Adamellogruppe mit besonderem Namen, nämlich entweder nach dem höchsten darin enthaltenen Gipfel, dem Re di Castello (2890 *m*), oder einem der beiden gewaltigen Südgipfel, dem aus Tonalit bestehenden Cornone di Blumone (2830 *m*) oder dem von Trias bedeckten Monte Frerone (2675 *m*) bezeichnet hat. Auch wir wollen daher im folgenden diesen SW-Teil als Castellogruppe bezeichnen, obwohl er ein integrierender Teil des Adamellomassivs ist.

Kartenmaterial.

Leider existiert bis zum heutigen Tage keine einzige die ganze Gruppe umfassende topographische Karte in einem Maßstabe, der größer als 1 : 100.000 ist.

Die italiänische Generalstabskarte in diesem Verhältnis gibt wohl eine vortreffliche Übersicht und ein infolge der Vereinigung von zartgehaltenen Schraffen und Isohypsen plastisches Bild, kann aber schon des Maßstabes wegen nicht mehr zum Eintragen feinerer Einzelheiten des geologischen Baues und um so weniger zur Orientierung beim Gehen im Gebirge dienen. Auch ist sie besonders im österreichischen Teil der Gruppe schon recht veraltet. Sie besteht aus den vier Blättern 19, 20, 34, 35 (Tirano, Monte Adamello, Breno, Gargnano). Diese Blätter sind dem Publikum ohne weiteres zugänglich und können vom R. Istituto geografico militare in Florenz bezogen werden. Dasselbe galt bis vor einigen Jahren auch von den von demselben Institute herausgegebenen Karten in 1 : 50.000, sowie von den wegen deutlicheren Druckes erheblich vorzuziehenden Vergrößerungen in 1 : 25.000 (Tavolette). Leider wird indessen deren Auslieferung jetzt wenn nicht besondere Empfehlungen von maßgebender Stelle vorliegen, meist verweigert, obwohl sie für den südwestlichen Teil der Adamellogruppe die einzige zur Orientierung im Gebirge geeignete Unterlage sind. Es sind Höhenkurvenkarten mit Felszeichnung, bei denen die Isohypsen in Abständen von 25 bezw. 10 *m* gezeichnet sind. Die umstehende Tabelle gibt die Nummern und Namen der einzelnen Blätter an. Die einfach unterstrichenen Namen sind die Bezeichnungen der Blätter in 1 : 50.000, die wellig unterstrichenen umfassen Gebiete, welche auf der dieser Arbeit beigegebenen geologischen Karte ganz oder zum Teil dargestellt sind.

Von österreichischer Seite sind dem Publikum ohne weiteres die für das Routenkärtchen benützte, als Übersichtsblatt nützliche Karte in 1 : 200.000 und die Blätter der Spezialkarte in 1 : 75.000 zugänglich. Sie sind es, die für die Herstellung der beigegebenen geologischen Karte, dank dem freundlichen Entgegenkommen des k. k. militärgeographischen Institutes zu Wien benützt wurden. Es sind der große Teil des Blattes Adamello—Tione (Zone 21, Kol. III), der nordwestliche Teil des Blattes Storo (Zone 22, Kol. III), der südöstlichste Teil von Bormio—Passo Tonale

(Zone 20, Kol. III), die äußerste Südwestecke von Blatt Cles (Zone 20, Kol. IV) und die äußerste Nordwestecke von Blatt Trient (Zone 21, Kol. IV). Dazu wurden noch infolge des dankenswerten Entgegenkommens der Direktion der k. k. geologischen Reichsanstalt zu Wien die beiden über die Westgrenzen der österreichischen Karten hinausreichenden Westzipfel der Gruppe bei Cedegolo und Breno, der letztere mit Ausnahme der Hügellandschaft westlich von Breno-Prestine hinzugezeichnet, so daß die beigegebene Karte zurzeit die einzige Karte in einem größeren Maßstab als 1 : 100.000 ist, welche das ganze Tonalitmassiv und seinen kontaktmetamorphen Sedimentmantel umfaßt. Leider hat indessen auch diese Karte eine Reihe von Nachteilen. Infolge der Benützung von ziemlich dicken und dichten Schraffenlinien ist die Terrainzeichnung vielfach dunkel und er-

Übersicht über die italiänischen Karten.

NO NE Tirano (19) SO SE	Grosotto Val Grande Edolo (19) Lovero Valtellino Edolo	Mte Tonale Mte Tonale (20) Temu
NO NE Schilpario (19) SO SE	Malonno Sonico Malonno (19) Cerveno Capo di Ponte	Mte. Adamello Mte. Adamello (20) Mte. Castello
NO NE Vilminore (34) SO SE	Breno Niardo Breno (34) Sacca Mte Colombine	Mte. Bruffione Mte. Bruffione (35) Costone delle Cornelle
NO NE Lago d'Iseo (34) SO SE	Rovegno Collio Vestone (34) Cimmo Vestone	Bagolino (35) Idro

Die gerade unterstrichenen Namen sind die offiziellen Bezeichnungen der Blätter in 1 : 50.000, die wellig unterstrichenen die der Tavolette in 1 : 25.000, welche Gebiete der der Arbeit beigegebenen geologischen Karte (*G*) mitumfassen. Die Zahlen in den Klammern sind die offiziellen Nummern der Blätter in 1 : 100.000. Zum Beispiel: Tavoletta Sonico des Blattes Malonno von Karte 19.

schwert beim farbigen Überdruck das Lesen der Karte. Die Isohypsen, die schon auf den nichtüberdruckten Blättern sehr zart gehalten werden, sind stellenweise schlecht erkennbar. Dazu kommt, daß schon der Maßstab der Karte sie für die Orientierung im Gebirge ungeeignet macht, ganz abgesehen davon, daß sie vielfach auch noch an Ungenauigkeiten leidet, die wohl erst bei der zurzeit im Gang befindlichen Neureambulierung verschwinden werden. So muß ich auf das entschiedenste davor warnen, sich lediglich mit dieser Karte oder mit der italiänischen Karte in 1 : 100.000 ohne ortskundige Führer in die Fels- und Eiswüsten der Gruppe zu wagen.

Die photographischen Kopien der Originalaufnahmen in 1 : 25.000 sind leider auch in Österreich dem Publikum nur bei besonderer Empfehlung und selbst dann nicht einmal sämtlich

zugänglich. Ich selbst habe das Blatt, welches den Südabhang des Sulzberges darstellt, nie, das, welches die Gegend südlich von Pinzolo und Val di Genova wiedergibt, nur ganz vorübergehend benützen können, obwohl ich sie oft schmerzlich vermißt habe und infolge dessen einfach nicht in der Lage war, die betreffenden Gebietsteile genau genug untersuchen zu können. Die sogenannte Touristenkarte der Adamello-Presanellagruppe in 1: 50.000 ist lediglich eine photographische Vergrößerung der Spezialkarte in 1: 75.000 und infolge ihres sehr dicken Druckes und dunklen Tones nicht empfehlenswert. Sie umfaßt übrigens auch nur die zentralen und nördlichen Teile der Adamellogruppe.

Die beste mir bekannte Karte ist die vom Deutschen und Österreichischen Alpenverein herausgegebene in 1: 50.000, die unter der Leitung von Professor F. Becker in Zürich von L. Aegerter, dem wirklich verdienstvollen und tüchtigen jetzigen Topographen des D. und Ö. A.-V. gezeichnet worden ist. Leider umfaßt sie nur das touristisch-interessante Gebiet der Gruppe von Edolo im Westen bis Pinzolo im Osten, vom Passo Tonale im Norden bis zum Passo del Frate und Pizzo Badile im Süden. Es fehlen aber der geologisch interessanteste Teil, nämlich fast die ganze südliche Sedimentzone, dann der Monte Sabbione östlich Pinzolo und der nördliche und östlichste Teil der Presanellagruppe mit Madonna di Campiglio [1] und Dimaro. Dazu kommt, daß diese Karte ja nicht eine Neuaufnahme der Gruppe darstellt, sondern im wesentlichen nur eine freilich auch so noch höchst verdienstvolle Umzeichnung des älteren Kartenmaterials in 1: 25.000 in den Maßstab von 1: 50.000. Der ausführende Topograph hat dabei, wie ich sogar persönlich bezeugen kann, eine im Verhältnis zu der ihm zur Verfügung stehenden Zeit ungewöhnlich große Anzahl von Touren ausgeführt, um die Fels- und sonstige Terrainzeichnung möglichst naturgetreu zu gestalten, auch Ungenauigkeiten zu korrigieren. Zu einer eigentlichen Neuaufnahme fehlte es aber selbstverständlich bei dieser rein privaten Veranstaltung an den nötigen Mitteln. Dennoch ist diese Karte für den darin enthaltenen Anteil der Gruppe entschieden sehr zu empfehlen, sowohl als Wegkarte für die Orientierung im Gebirge wie zur Eintragung wissenschaftlicher Beobachtungen.

Endlich ist noch zu erwähnen, daß es für das Verständnis der in den älteren Arbeiten [2]) gebrauchten Ortsnamen vorteilhaft ist, die älteren Karten zur Verfügung zu haben. Es sind das die italiänische Karte in 1: 75.000 vom April 1884 (sehr ungenaue Schraffenkarte der Westhälfte), die nicht reambulierte erste Ausgabe der österreichischen Spezialkarte in 1: 75.000 und die alte von Lepsius benützte Karte in 1: 144.000. Doch sind in der vorliegenden Darstellung die nötigen Angaben bei der Besprechung der einzelnen Örtlichkeiten gemacht worden.

Bei der Benützung der meiner Arbeit beigegebenen geologischen Karte (abgekürzt „*G*") bitte ich auf folgende Punkte zu achten.

An sich wäre es wünschenswert gewesen, in der Gliederung der Schichtkomplexe noch etwas weiter zu gehen und insbesondere vielleicht die Reitzi-Schichten vom Muschelkalk, die Wengener Schichten vom Esinokalk zu trennen, den Muschelkalk noch in seine beiden Stufen zu zergliedern und das Diluvium zu zerlegen. Indessen mußte ich darauf zum Teil wegen des kleinen Maßstabes der Karte, zum Teil (besonders Diluvium) wegen zu kleiner Beobachtungszahl verzichten. Denn in mehr als der Hälfte meiner Aufnahmezeit wollte ich eine vollständig abgedeckte Karte liefern und trug das Diluvium nur da ein, wo es mir die Erkennung des Untergrundes ganz un-

[1]) Die Umgebung von Madonna di Campiglio ist in einer Spezialkarte des Förderungsvereins Campiglio (Verf. E. Pfeiffer) vom Jahre 1904 im Maßstabe von 1: 25.000 recht gut dargestellt. Ich konnte diese Karte leider fast gar nicht mehr benützen.

[2]) Lepsius, Stache, Bittner, Teller, z. T. auch d. Verf.

möglich machte. Später aber kam ich nach vielen Gebieten nicht mehr hin und konnte also das Versäumte nicht nachholen. Aus diesem Grunde sind meine Eintragungen des Diluviums und Alluviums der schwächste und unzuverlässigste Teil der ganzen Arbeit. Am liebsten würde ich überhaupt darauf verzichtet haben, habe mich aber doch auf den Wunsch der k. k. geologischen Reichsanstalt dazu entschlossen, meine Eintragungen mit Hilfe meiner Tagebuchaufzeichnungen und unter Ausnützung der Terraindarstellung der größeren Karten zur Einzeichnung des Diluviums und der verschiedenen Bildungen des Alluviums zu verwerten. Die Eintragung des Alluviums bietet den großen Vorteil, daß dadurch auf „*G*" die großen Züge der Orographie und die Anordnung der Haupttäler trotz des farbigen Überdruckes sehr klar zum Ausdruck kommen.

Nächst diesen jungen Bildungen lassen die kristallinen Schiefer am meisten zu wünschen übrig. Eine petrographische Kartierung, wie sie wünschenswert gewesen wäre, konnte des zum Teil ungenügenden Kartenmaterials wegen nicht mit Erfolg durchgeführt werden. Der Versuch, drei große Gruppen von stratigraphischer Bedeutung auszuscheiden, ist mir nicht in dem Maße geglückt, wie ich es ursprünglich gehofft hatte. Immerhin dürften meine Nachfolger in der gewählten Darstellung eine Hilfe für neue Untersuchungen finden. Wenn ich selbst noch einmal anfangen würde, wüßte ich jetzt auch, wie ich es besser machen könnte.

Die Darstellung der meisten Verwerfungen, insbesondere der Tonalelinie, als geradlinig über Berg und Tal hinwegsetzende Vertikalsprünge ist natürlich nur schematisch. Sie wurde aber überall dort angewendet, wo nicht durch hinreichend genaue Beobachtungen eine nichtvertikale Stellung erwiesen ist. Ich ziehe in solchen Fällen die schematische Einzeichnung vor, weil jede andere eine sich noch weiter vom Wahren entfernende Annahme über die Stellung der betreffenden Flächen zum Ausdruck bringen kann.

Die Darstellung der K o n t a k t m e t a m o r p h o s e in einer vom Hergebrachten abweichenden Weise verdient wohl eine kurze Erläuterung. Es mußte nämlich schon wegen des Maßstabes der Karte darauf verzichtet werden, die kontaktmetamorphen Gesteine mit besonderen, ihre jetzige Beschaffenheit andeutenden Signaturen zu versehen. Ich habe aber die Grenzen des Kontakthofes überhaupt nicht als zusammenhängende Linie gezeichnet, sondern nur an bestimmten Stellen durch rote Einrahmungen angedeutet, daß bis zu diesem M a x i m a l a b s t a n d v o m T o n a l i t kontaktmetamorphe Gesteine nachgewiesen wurden. Es wäre natürlich ein leichtes gewesen, die zahlreichen mit „*c*" bezeichneten Signaturen miteinander zu verbinden und die verschiedenen Stufen innerhalb des Kontakthofes durch Punktierungen und ähnliche Streusignaturen von den gleichaltrigen Bildungen außerhalb des Kontakthofes zu unterscheiden. Ich habe aber darauf auch aus folgenden Gründen verzichtet.

1. Sehr häufig erfaßt, wie schon L e p s i u s im Adamellogebiet selbst nachwies, die Kontaktmetamorphose in einigem Abstand vom Kontakte nur noch einen Teil der Schichten, ja schließlich nur noch vereinzelte Bänke. Selbst in einem wesentlich größeren Maßstab wäre diese Erscheinung nicht mehr darstellbar gewesen.

2. Die Beschaffenheit der kontaktmetamorphen Bildung hängt im Adamellogebiet fast überall nur oder doch ganz wesentlich von dem petrographischen Urzustande des Gesteins und vom Abstand der Tiefengesteinsgrenze ab. Unter diesen Umständen kann der Leser auch bei der gewählten Darstellung sofort aus der Karte entnehmen, wo er Silikatmarmor, beziehungsweise Grauwackenhornfelse oder Tonschieferhornfelse zu erwarten hat.

3. Bei der gewählten Darstellung ist jede Schematisierung vermieden. Der Leser erkennt sofort, wo wirkliche Beobachtungen vorliegen. Er ist daher in der Lage, diese von den Deutungen

zu unterscheiden. Das aber scheint mir für alle speziellen geologischen Beschreibungen das Ideal zu sein. Ich habe das zum Beispiel in ungewöhnlichem Maße in Richthofens Arbeit über Südtirol angetroffen und bewundert und mich daher bemüht, ihm darin nachzueifern.

Natürlich bedeuten aber meine Signaturen „*c*“ durchaus nicht, daß eine noch genauere Begehung nicht in noch größerem Abstande Kontaktmetamorphose erweisen kann. Und ich habe selbstverständlich darauf verzichtet, die zwischen „*c*“ und dem Kontakt an Tausenden von Punkten nachgewiesene Kontaktmetamorphose auch durch analoge Zeichen zu markieren.

Nur aus Rücksicht auf den Maßstab unterblieb eine kartographische Darstellung der sehr zahlreichen in Gängen auftretenden Erstarrungsgesteine und der seltenen Mineralgänge. Ihre Einzeichnung würde selbst in 1 : 25.000 nur bei ungeheurer Übertreibung der Mächtigkeit möglich sein und würde die ohnedies schon an manchen Stellen sehr signaturenreiche Karte ganz überladen haben.

Das Routenkärtchen (*R*) hat, wie im Vorwort eingehend begründet, den Zweck, es dem Leser und insbesondere meinen Nachfolgern zu erleichtern, den Beobachtungstatbestand von den Hypothesen des Verfassers zu scheiden. Trotz des kleinen Maßstabes des Kärtchens (1 : 200.000) erhellt doch ohne weiters, welche Täler und Berge überhaupt nicht begangen wurden, von welcher Seite Bergbesteigungen und Gehängebegehungen vorgenommen wurden.

An den im folgenden aufgeführten Stellen von *G* habe ich Angaben fremder, im Titel von *G* angegebener Karten übernommen.

1. Nordostecke. Von dem von Vacek und Hammer aufgenommenen Blatte Cles ist die nördliche und östliche Begrenzung des Hauptdolomites und Tonalites am Malghetto alto und im Meledriogrunde (mit einigen Änderungen im südlichen Teil) übernommen. Das Gleiche gilt von dem Fleckchen kristalliner Schiefer westlich von Dimaro.

2. Die unmittelbare Umgebung der Befestigungen von Lardaro in Judikarien habe ich zuerst nicht begehen dürfen, zuletzt, als mir die Erlaubnis erteilt war, nicht mehr begehen können. Daher ist die Einzeichnung von Werfener Schichten und Zellenkalk in der Val di Boina und die der Wengener Schichten auf dem Stablel lediglich von Bittners Karte und Text übernommen. Die Eintragung von Raibler Schichten auf dem nie von mir betretenen M. Benna und Fistolo erfolgte teils auf Grund von Bittners Textangaben, teils auf Grund des in Taf. IV, Fig. 1 dieser Arbeit wiedergegebenen Fernblicks von Maggiasone. Auch die Darstellung der Ostseite des Monte Lavetto, die Eintragung der Bennaverwerfung, der Aufschlüsse an der Fahrstraße Villa-Tione und ein recht erheblicher Teil der Einträge in den höheren Hängen des Monte Pozzi beruht wesentlich oder ganz auf Bittners Darstellung.

Die Einzeichnung des Diluviums der Gegend von Massimeno und Bocenago, seine Begrenzung gegen die Rendenaschiefer und einige andere Einzelheiten der Gegend südlich von Giustino sind Staches Manuskriptkarte entnommen. Man vergleiche auch den Abschnitt XI. *A*. Ebenso bin ich erst durch diese Karte darauf aufmerksam geworden, daß sich die Trias südöstlich des Lago di Campo als Keil eine Strecke weit nach Süden verfolgen läßt. Ich habe daher diese Stelle 1904 bei den letzten Revisionen aufgesucht und kartiert, während mir das für die Intrusionsmechanik wichtige Vorkommnis sonst entgangen wäre. Das Fallzeichen auf dem Gipfel des Piano della Regina ist Tellers Angaben entnommen. Auf Hörichs Beobachtungen und Angaben beruhen, wie im Text ausführlich hervorgehoben, die Grenzen in der Val Seria, zum Teil auch in der Val Narcane.

Alle übrigen Einzeichnungen beruhen auf eigener Beobachtung, beziehungsweise auf Vermutungen, die sich auf meine Beobachtungen oder auf Angaben älterer Autoren stützen, die im

Text an anderer Stelle hervorgehoben sind. Selbstverständlich aber bin ich oft genug durch fremde, in diesem Abschnitt nicht ausdrücklich hervorgehobene Angaben meiner Vorgänger dazu gekommen, bestimmte Punkte aufzusuchen, die ich sonst vielleicht übersehen hätte. Daß ich nur einen kleinen Teil des zentralen Tonalitgebietes aus eigener Anschauung kennen gelernt habe, geht auch aus dem Routenkärtchen hervor.

Vor dem Lesen der eigentlichen Arbeit bitte ich endlich noch entweder in der Legende der geologischen Karte oder im Inhaltsverzeichnis die Liste der in der Gruppe vertretenen und in der Arbeit beschriebenen Formationsglieder und Erstarrungsgesteine anzusehen. Eine besondere Tabelle hier abzudrucken scheint mir zwecklos zu sein.

Erster Hauptteil.

Spezielle Beschreibung der einzelnen Gebiete.

I. Das normale Trias-Permgebirge auf beiden Seiten des Oglio von Losine—Breno—Astrio bis zum Dezzotal.

A. Umgebung von Breno.

(Vergl. Profil 1. *G* und Blatt Breno von *J* 25.)

1. Die Lage von Breno.

Das Städtchen Breno verdankt seine unvergleichlich malerische Lage dem mitten im Tale inselartig emporragenden über 90 *m* hohen Hügel von Esinokalk, der im Norden vom Oglio, im Süden von einer engen, spaltartigen, nicht von Wasser durchflossenen Schlucht von stellenweise nur 96 *m* Breite begrenzt wird. Durch diese Schlucht erklärt sich die aus der geologischen Karte ersichtliche Abbiegung der Straße vom Oglio. Auf dem in prallen, steilen Wänden ansteigenden Hügel liegen die Ruinen der alten schicksalsreichen Burg, in der Schlucht zwischen ihm und dem stellenweise unten fast vertikalen Hange des Cerretoberges der größte Teil des Städtchens. Nach W und WSW bilden die Fortsetzung des „Schloßberges“ eine Anzahl gleichfalls ziemlich isolierter, durch tiefe Einschnitte voneinander getrennter Hügel. Westlich des Schloßberges hat Cozzaglio[1] einen alten Gletschertopf von ziemlich beträchtlichen Dimensionen aufgefunden und richtig gedeutet. Der Schloßberg besteht ebenso wie der nächstgelegene Teil des südlichen Cerretoberges aus flach (etwa 20°) NNW fallendem Esinokalk und Dolomit. Kein Anzeichen deutet auf eine Verwerfung zwischen den beiden Bergen. Auf dem anderen Oglioufer aber liegt konkordant über dem Esinokalk das System der Raibler Schichten. Auch dort ist kein Anzeichen einer Verwerfung vorhanden. Leider ist es mir nie möglich gewesen, den geologischen Untergrund des in der Schlucht gelegenen Teiles von Breno kennen zu lernen. Zur Erklärung der sonderbaren orographischen Gestaltung des Terrains berücksichtige man, daß bei Breno die engste Stelle des Ogliotales zwischen Pisogne und Cedegolo, also auf einer Strecke von rund 45 Kilometern, ist, die einzige Stelle unterhalb Cedegolo, an der der Fluß ein schluchtartig enges Tal besitzt. Ferner ist hervorzuheben, daß die untersten

[1] Nach mündlicher Mitteilung einiger Herren aus Breno.

Lagen der Raibler Schichten, wie in der Wanderung Breno—Malegno—Cividate beschrieben werden wird, leicht erodierbare Rauchwackenbänke, wohl ursprünglich gipsführend, enthalten.

Betrachtet man nun das in gleichem Höhen- und Längenmaßstab gezeichnete, nur in der oberen Contur des Berghügels schematische Profil 1, so erkennt man deutlich, daß sowohl im Hange des Berges nördlich des Oglio als auch im Cerretohange je ein unterer Steilabfall von einem oberen wesentlich flacheren Hange zu unterscheiden ist. Offenbar finden die flacheren Hänge in der Oberfläche des Burghügels ihre Fortsetzung und stellen den alten Gletscherboden dar, in den sich während der Eisbedeckung der subglaziale Oglio eine tiefe Schlucht einschnitt. Ein genaues rezentes Analogon bieten der untere Grindelwald- und der Hüfigletscher in der Schweiz dar. Die Brenoschlucht, deren Boden nur etwa 40—50 *m* höher als die heutige Oglioschlucht liegt, ist die ältere. Sie ist wahrscheinlich durch Ablagerung von Grundmoräne verstopft und darum von dem Gletscherbach verlassen worden. Wahrscheinlich hatten mittlerweile die unter dem Gletscher ja auch an anderen Stellen fließenden Schmelzwasser durch chemische Auflösung und mechanische Zerstörung der leicht angreifbaren untersten Raibler Schichten das neue Bett vorbereitet. In gewissem Maße ist also der Burghügel von Breno ein Analogon zum Kirchet bei Innertkirchen im Haslital. Der Burghügel ist eine alte natürliche Talsperre, der oberhalb gelegene Teil des Haupt-



Fig. 1.



Querprofil durch das Ogliotal bei Breno. Maßstab: 1:25.000 (Länge und Höhe).
R = Raibler Schichten. — *E* = Esinokalk

tales hat Beckenform; doch ist es nicht sicher, ob das überhaupt erst durch die Glazialerosion entstandene Becken jemals wirklich als See funktioniert hat[1]), da der Gletscherbach, wie schon oben gesagt, wohl bereits unter dem Eise die Durchsägung des stehen bleibenden Riegels begann.

Mit der hier gemachten Annahme erklärt sich dann auch die Abtrennung des allerdings nur auf der italianischen Karte in 1 : 25.000 deutlichen Hügels westlich des Schloßberges. Zwischen beiden muß gleichfalls eine Zeitlang der subglaziale Oglio geflossen sein. Zu berücksichtigen ist natürlich, daß die rauhen Seitenflächen der Schluchten erst durch nachträgliche Verwitterung ihre jetzige Gestalt bekommen haben. — Die Abtrennung der noch weiter im WSW, schon westlich der Straße gelegenen Hügel vom Schloßberg und untereinander ist wohl direkt auf Glazialerosion zurückzuführen.

I. A. 2. Weg von Breno nach S. Pietro Barbarino und Bienno.

Hinter dem Albergo d'Italia stehen mächtige Dolomitbänke des Esinokalkes an[2]). Tonige Zwischenlagen fehlen anscheinend ganz. Geht man auf dem nach W über der Landstraße ansteigen-

[1]) Muironi Da-Ponte (1825), der wohl als erster die sonderbare geologische Lage von Breno beachtete, nahm das an.

[2]) Eine aus einem andern Jahr stammende Notiz meiner Tagebücher besagt: „Der Esinokalk bei Breno unten ist anscheinend zum größten Teil Kalk; doch kommen auch dort schon Dolomitlagen vor." Es kann sein, daß sich diese Notiz auf östlichere Aufschlüsse bezieht.

4*

den Weg entlang, so bekommt man sehr bald eine gute Übersicht über die glaziale Brenoschlucht des Oglio. Die Felswände am Wege bestehen zum Teil aus Kalk. Darauf beobachtete ich wieder streifige und körnige Dolomitbänke, dann wieder eine kompakte Kalkbank und wieder Dolomit. Die Bänke fallen sehr konstant flach, und zwar mit etwa 20° nach NNW. Der größte Teil der untersuchten Aufschlüsse längs des ersten Teiles des Weges besteht aus Dolomit. Kalkstein ist dort viel seltener. Die Verteilung beider erweckt den Eindruck, als ob der Dolomit nicht erst sekundär, lange nach der Verfestigung des Gesteines aus Kalkstein hervorgegangen sei, sondern primär und gleichzeitig mit ihr. Die Gesteine sind hellgrau, der Dolomit häufig porös, seltener kompakt. Weiterhin auf dem Wege nach S. Pietro Barbarino verschwindet der Dolomit anscheinend ganz. Die schöne romanische Kirchenruine von S. Pietro Barbarino steht aber wieder auf N-fallenden Dolomitbänken. Auch unter ihr, beim Abstieg gegen Cividate, herrscht erst Dolomit vor; dann folgt bis zur Grenze der darunter anstehenden Wengener Schichten Kalkstein. An einer Stelle ist in diesem ein kleiner Steinbruch angelegt, in dem ich nachweisen konnte, daß in einer zusammenhangenden Kalksteinbank eine bestimmte Stelle als Dolomit entwickelt ist. Dort fand ich auch in einer Druse des Kalksteines ein großes schönes Kalzitskalenoëder (R^3).

Alles in allem genommen herrscht der Kalkstein auf dem ganzen Wege bedeutend vor. Von Versteinerungen sah ich nur einige wenige, zum Teil allerdings beschalte Schnecken vom sogenannten „Chemnitzien"-Typus[1]), eine Koralle und nicht genauer definierbare Reste. Sehr bald hinter Breno, hinter dem ersten isolierten Hügel, steht ein dunkler Gang an, der anscheinend der Schichtung folgt (98. IX. 1[2]). Es ist das möglicherweise derselbe Gang, den Cozzaglio (1894, pag. 21 d. Sonderabdr.) als NNO streichend aufführt.

Biegt man von dem Wege nach S. Pietro Barbarino ab und geht nach S. Pietro in Vincoli gegen Bienno, so bleibt man gleichfalls die ganze Zeit über in den Schichten des Esinokalkes. Zu bemerken wäre noch, daß das ganze Esinokalkterrain viel Grundmoränenbedeckung aufweist. Daß die Moräne aus dem Haupttal stammt, beweisen die mit dem Tonalit zusammen auftretenden kristallinen Schiefer.

I. A. 3. Bienno—Prestine.

(Vergl. *G* und Blatt Breno *J* 25.)

Steigt man von S. Pietro in Vincoli auf den Diluvialtalboden herunter und folgt dessen östlichem Rande nach Bienno, so trifft man bis zur unteren Gehängegrenze nur Esinokalk an. In Bienno selbst sah ich einmal im Ort einen kleinen Aufschluß, konnte ihn aber später, als ich ihn untersuchen wollte, nicht wiederfinden. Der Lage nach könnte er aus Wengener Schichten bestehen. Hinter dem Friedhof gegen Prestine ist kleinknolliger, N fallender unterer Muschelkalk vom Typus der Esinebrücke aufgeschlossen und hält nun längs des Weges bis zur „Madonna" vor Prestine an. Er ist indessen nicht immer kleinknollig, sondern zum Teil auch recht dünnschichtig, wobei Gesteinsarten mit lang linsenförmigen Knollen den Übergang vermitteln. Dünne tonige Lagen oder Beläge schieben sich zwischen die reineren schwarzen Kalklagen ein. Er wird von vielen kleinen teils saiger, teils flach stehenden Verwerfungen durchsetzt. Die vertikalen streichen zum Teil NO. Viele Klüfte sind von Kalkspatadern erfüllt. Etwa halbwegs zwischen Bienno und Prestine setzt ein stark verwitterter, nicht ganz einen halben Meter breiter dunkler Eruptivgang auf (1898.

[1]) Eines der Stücke hatte seitlich abgeflachte Windungen. Es herauszuschlagen gelang mir leider nicht.

[2]) Hinsichtlich der Numerierung der Gänge vergleiche man das auf pag. 8 Gesagte.

IX. 6. u. 1895, IX. 4). Er steht steil und streicht ungefähr NNW. Wenige Fuß über dem Wege ist er durch eine Kluft verschoben. Der ganze Muschelkalkkomplex fällt mit flacher bis mittlerer Neigung nördlich, beziehungsweise nordöstlich. Besonders gegen Prestine hin herrscht NO-Fallen vor. In der Weggabelung, neben der der Madonna geweihten Kirche von Prestine steht typischer Prezzokalk mit N 50—60 W-Streichen und mittlerem NO-Fallen an. Versteinerungen sah ich nicht. Einzelne Kluftflächen sind von kleinen Pyritkriställchen bedeckt. Es sind ebenflächige Kalkbänke und sandige Schiefertonlagen von wesentlich größerer Dicke als in dem vorher durchwanderten unteren Muschelkalk. Die Schiefertonlagen enthalten zum Teil kleine scharfe Würfel von Pyrit eingewachsen. Die Kalkbänke lösen sich mitunter, aber nicht sehr ausgesprochen in Linsen auf. Unmittelbar vor der Kirche von Prestine folgen dann schwarze, zum Teil knollige Kalkbänke von etwa 2 *dm* Dicke mit vereinzelten Hornsteinlinsen, von genau der petrographischen Beschaffenheit wie die typischen Reitzischichten des Profils von Cividate (vergl. Fig. 2). Das Fallen ist hier schon etwas gedreht und mehr nach NNO gerichtet (N 70 W-Streichen, 50—60° N-Fallen). Die nächsthangenden Lagen sind nicht zugänglich; aber unmittelbar hinter der Kirche, im Hofe, und ebenso auf dem Wege, der von dort in die Höhe führt, stehen stark zerdrückte, zerbrochene und gefaltete Massen an, die links zum Teil Esinokalk zu enthalten scheinen, rechts unzweifelhaft aus unterem Muschelkalk bestehen. Die zerdrückten Bildungen sind Verwerfungsbreccien, die Kirche steht unmittelbar neben der auf der Karte eingezeichneten Verwerfung, deren Richtung allerdings nicht sicher festgestellt ist. Der Weg führt nun in den Ort hinein. Erst im südlichsten Teil von Prestine trifft man wieder Aufschlüsse, und zwar in N 50—60 O streichenden, mit 20—30° N fallenden Werfener Schichten. Geht man um den nach Süden gerichteten Vorsprung, auf dem der Ort liegt, herum und auf der Ostseite wieder nach N, so erkennt man, daß über den Werfener Schichten ganz normal N-fallender Zellenkalk liegt. Er besteht hauptsächlich aus einer Breccie von teils kalkigen, teils dolomitischen, bald hell, bald dunkel gefärbten Bruchstücken, die in ein kalkiges Zement eingebettet sind. Das Zement hat in den oberflächlichen Aufschlüssen fast stets lebhaft gelbe Färbung. Der größte Teil des Ortes steht auf Zellenkalk und es ist leider anzunehmen, daß diese unsichere Basis gelegentlich Einstürze und Unglücksfälle hervorbringen wird. Am Bache östlich des Prestinevorsprunges erkennt man, daß auf dem Zellenkalk wieder normal unterer Muschelkalk aufliegt.

I. A. 4. Breno—Malegno—Cividate.

(Vergl. *G* und Blatt Breno *J* 25.)

An der Landstraße von Breno nach Malegno befinden sich noch diesseits der Brücke mehrfach Aufschlüsse und an einer Stelle sogar ein kleiner Steinbruch in sehr hohen Lagen des Esinokalkes. Sie bestehen aus weißem bis hellgrauem Dolomit, der N 50—60° O streicht und mit mäßigen bis mittleren Neigungen nach NW einfällt. Nur stellenweise ist das Gestein magnesiaärmer. Jenseits der Brücke steht das petrographisch vollständig abweichende System der Raibler Schichten an. Es sind an der Straße nach Malegno meist schwarze bis grauschwarze, unebenflächige, ziemlich dünnbankige Kalke mit spärlichen, tonigen Belägen, ganz von weißen oder gelben Kalkspatadern durchzogen. Dazwischen treten aber auch vereinzelte Lagen von hellerem Kalk und zellenkalkähnliche Breccienbänke[1]) auf. An einer Stelle, offenbar in ziemlich tiefem Niveau finden sich hell-

[1]) 1895 glaubte ich an einer Stelle auch diluviale Breccienbildungen wahrzunehmen. Ich wage es indessen ohne erneuten Besuch nicht zu entscheiden, ob da nicht eine Verwechslung mit den primären Breccien der Raibler Schichten vorliegt.

bis dunkelgraue Dolomite mit Mergelzwischenlagen. An einer anderen Stelle ist eine mehrere Meter mächtige ungeschichtete Bank eingelagert, die aber übermauert ist, so daß ich sie nicht untersuchen konnte. Die schwarzen Kalke sind dem Muschelkalk ähnlich, haben aber doch einen etwas abweichenden Habitus, wenn auch die Unterschiede schwer zu definieren sind. Sie streichen von der Brücke bis zu der kleinen Kapelle N 20—35° O bei mäßigem bis steilem NW-Fallen. Das Streichen scheint hier gegen den Esinokalkzug von Cividate gerichtet zu sein; das Fallen ist oft steiler als das des Esinokalkes. Indessen ist eine größere primäre Diskordanz in Wirklichkeit kaum vorhanden. Kleine tektonische Diskordanzen finden sich aber fast immer, wo dünnschichtige, tonreiche Bildungen und grobbankige tonarme Schichten zusammen von der Faltung ergriffen werden. Im großen und ganzen tritt die Überlagerung des Esinokalkes durch die Raibler Schichten deutlich und klar hervor. Etwas hinter der Kapelle werden die Raibler Schichten sehr dünnschichtig. Sie streichen dort N 60° O bei mittlerem N-Fallen. also genau wie der Esinokalk jenseits der Brücke. Gegen Malegno hin maß ich auch einmal NNW-Streichen bei östlichem Fallen. Indessen beruht das wohl nur auf lokalen Faltungen.

Um auch etwas höhere Niveaus der Raibler Schichten kennen zu lernen, stieg ich von der Brenobrücke aus auf einem Wege erst nach SW, dann nach NO und schließlich durch eine steile Runse gerade bis zu 500 *m* Höhe hinauf. Dann ging ich über Casa Giubilina [1]) schräg nach Malegno hinunter. Auch dabei zeigte es sich, daß schwarze, weiß-, seltener gelbgeäderte Kalke stark vorherrschen. Nicht selten treten im Gegensatz zum Muschelkalk auf den Schichtflächen Zweischaler, zum Teil sicher M y o c o n c h e n hervor. Sie ließen sich indessen nur an einer Stelle in den Felsen NO von Malegno, auf die mich Herr Ing. C a p r a n i aufmerksam machte, herausschlagen. — Seltener sind graue Kalke und Mergelzwischenlagen. Mitunter treten mächtige Breccienbänke auf, deren Fragmente aus etwas tonigem, gelblich verwitterndem Kalk bestehen. Die Breccien sind dem Zellenkalk ähnlich; doch sah ich nie in ihnen dunkle Kalkstücke. Auch scheinen Hohlräume viel seltener zu sein. Ich besinne mich nicht darauf, sie außer in dem Einschnitt der Landstraße gegen Lanico gesehen zu haben. In den höheren Niveaus treten sehr viel tonreichere, dünnschichtige Kalke mit kleinen ziemlich runden Kalkknöllchen auf. Die Knollen sind im allgemeinen wohl kleiner als in den knolligen Muschelkalkvarietäten. Die Schichten sind nur unbedeutend gebogen. Sie fallen steil in den Berg hinein und streichen ähnlich wie das Gehänge, also ungefähr NNO. Sie sind stark zerdrückt und vielfach von Harnischen durchsetzt.

Dem petrographischen Habitus nach sind sie oft dem unteren Muschelkalk sehr ähnlich; und wenn sie auch im allgemeinen weder so ebenflächig zu sein pflegen wie dieser, noch so langknollig, und sich durch ihre stärkere Zerdrückung unterscheiden, so würde ich sie ohne die Lagerung und die besonders im allgemeinen Teil der Arbeit hervorgehobenen Fossilfunde zu kennen, vielleicht nicht mit Sicherheit vom Muschelkalk abzutrennen gewagt haben.

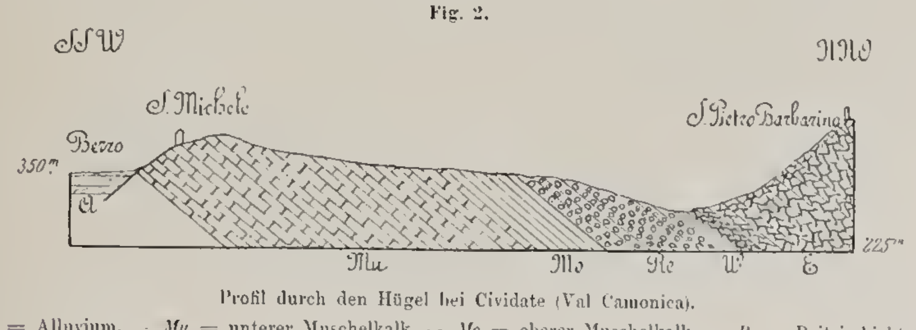
Geht man von Malegno auf der Landstraße oder durch die Weinberge direkt südlich nach Ospitale gegenüber Cividate hinunter, so trifft man im Liegenden der Raibler Schichten ganz normal erst wieder die weißgrauen, etwas porösen Dolomitbänke und darunter kompaktere und etwas hellere Kalke der Esinoschichten an.

Cividate selbst liegt auf dem linken Oglioufer, zum Teil unmittelbar an die steile Esinokalkwand angelehnt, auf dem alluvialen Talboden des Oglio. Zwischen ihm auf der einen, Bienno, Berzo und Esine auf der andern Seite erhebt sich der WSW streichende, langgestreckte Muschel-

[1]) J 25.

kalkhügel, der Grigua- und Ogliotal trennt. Es ist der ostnordöstliche Teil dieses Hügels, der das beistehende schöne und für die Auffassung der Triasablagerungen so wichtige Normalprofil vom unteren Muschelkalk bis zum Esinokalk enthält. Geht man durch den Ort Cividate hindurch zum Friedhof, so findet man in dessen Umgebung und besonders schön in einem kleinen Steinbruch, der etwas mehr nach WSW an der Straße nach Berzo liegt, die Reitzischichten aufgeschlossen. Sie streichen N 70—90° W, fallen mit 20—45° nach N ein und ziehen sich offenbar quer über den Hügel gegen Bienno hin. Sie bestehen in dem tieferen Niveau aus schwarzen, stark knolligen Flaserkalken mit Tonzwischenlagen[1]), in dem höheren aus schwarzen, sehr kieselreichen Hornstein-

Fig. 2.



Profil durch den Hügel bei Cividate (Val Camonica).
A = Alluvium. — Mu = unterer Muschelkalk. — Mo = oberer Muschelkalk — Re = Reitzischichten.
W = Wengener Schichten. — E = Esinokalk.
Maßstab: 1:12.500. (Mächtigkeiten von Mo und Re unsicher).

knollenkalken mit mächtigen Zwischenlagen von zum Teil etwas grünlich gefärbten, bald dichten, bald ziemlich groben Tuffen. Auch Bändertuffe kommen vor. Die petrographische Entwicklung stimmt auf das genaueste mit der der fossilführenden Reitzischichten Judikariens überein.

Über den Reitzischichten findet man an dem Wege, der unter den Hang von S. Pietro Barbarino führt, normal aufgelagert schwarze, mit Salzsäure brausende Mergelschiefer der Wengener Schichten. Sie sind an dieser Stelle nur etwa 10—15 m mächtig, werden normal vom Esinokalk überlagert und fallen mit etwa 30—40° in ungefähr NNO-Richtung ein. Die Versteinerungen dieses Fundortes wird Herr Ratzel beschreiben.

I. A. 5. Hügel zwischen Cividate und Bienno, Berzo, Esine.

(Vergl. G, Breno J 25 und Profil 2.)

Am Nordhange des Hügels, von den eben beschriebenen Reitzikalk-Aufschlüssen entlang gehend, fand ich sehr bald den Trinodosuskalk in zahlreichen Bruchstücken in den Mauern aufgehäuft und schließlich auch anstehend. Der erste Aufschluß zeigt bereits das auf der Karte eingetragene NO-Streichen bei mäßigem NW-Fallen. Es beruht das zweifellos nicht auf einer Diskordanz zwischen den Trinodosus- und den Reitzischichten, sondern auf einer Drehung des ganzen Komplexes, die sich auch östlich der Grigna und westlich des Oglio verfolgen läßt. Die Trinodosusschichten bestehen auch hier genau wie bei der Kirche von Prestine und bei Creto in Judikarien aus schwarzen, schimmernden, meist ebenflächigen Kalken mit Mergel-, beziehungsweise Tonzwischenlagen. Sie sind nie ganz dünnbankig und unterscheiden sich leicht von dem unteren Muschelkalk.

[1]) Stellenweise geradezu Krauenzelkalken.

Der ganze Hügel südlich von der Kehre der Straße Cividate—Berzo besteht aus unterem Muschelkalk. Etwa bei Casa Cucco der Karte setzt eine wohl ungefähr NNW streichende Verwerfung (? Blattverschiebung) hindurch. Sie bewirkt es, daß im Westen das N-Gehänge selbst an dem äußersten Vorsprunge bei den Case Bardisone nicht mehr die Trinodosuskalke zeigt. Das Streichen des unteren Muschelkalkes ist am N-Gehänge NO bei mittlerem NW-Fallen. Bei den Case Bardisone enthält er ziemlich mächtige Tonzwischenlagen und sieht dem oberen Muschelkalk schon sehr ähnlich.

Auf dem Wege von Bienno [1]) nach Berzo trifft man keine Aufschlüsse. Wohl aber erkennt man, daß die auf dem anderen Grignaufer gelegene Casa del Dosso bereits auf Werfener Schichten steht. Dahinter dehnt sich eine fast völlig horizontale Moränenterrasse aus. Erst kurz vor Esine nähert sich die Straße dem Hügel [2]). Dieser besteht aus schwarzen, etwa 1 *dm* mächtigen, zum Teil nicht ganz ebenflachigen Bänken mit N 60—70 W-Streichen und 30° N-Fallen. Weiterhin folgen kleinknollige, beziehungsweise dünnwellige Bänke mit tonigen Zwischenmitteln wie schon zwischen Bienno und Prestine. Dann erreicht man einen alten Steinbruch. In ihm sind dickbankige, schwarze, diploporenführende Kalke aufgeschlossen. Sie fallen mit mäßiger Neigung anscheinend etwa NNO—NO. Die massenhaften, sehr kleinen Diploporenreste heben sich mit weißer Farbe von dem schwarzen Gestein ab. Von anderen Versteinerungen sah ich nur einen schlechten Rest, der entweder von einem Cephalopoden oder von einem annähernd in einer Ebene eingerollten Gastropoden herrührt. An andern Stellen fand ich anstehend und in losen, dort gebrochenen Stücken des Straßenschotters neben der *Diplopora* auch zahllose Stielglieder eines kleinen Crinoiden, wohl des *Dadocrinus Gracilis.* Geht man von Esine selbst zu dem Castello hinauf, so trifft man auch dort zahlreiche kleine weiße Diploporenfragmente in den massigen schwarzen Kalken. Es dürfte sicher sein, daß alle diese Diploporenkalke einem sehr tiefen Niveau des unteren Muschelkalkes angehören. — An der Straße, die von Berzo über den Hügel hinweg nach Cividate führt, sind in der Nähe des höchsten Punktes eigentümliche Bänke in größerer Zahl in die kleinknolligen und welligflaserigen Kalke eingeschaltet. Es sind feste ziemlich dicke Bänke mit höckeriger Oberfläche. Auf der N-Seite des Hügels fehlen einige Zeit lang die Aufschlüsse an der Straße. In den Mauern findet man gelegentlich, aber nur selten einmal Stücke, die den judikarischen Brachiopodenkalken ähnlich sehen. Brachiopoden selbst habe ich aber niemals angetroffen; und es muß vorläufig also noch zweifelhaft bleiben, ob die für Judikarien, die Val Trompia und den Monte Guglielmo so charakteristischen Schichten hier noch entwickelt sind oder nicht. Das erstere ist jedenfalls wahrscheinlicher. Weiterhin enthalten die Mauern massenhaft Bruchstücke von Wengener, Reitzi- und Trinodosusschichten, letztere als die charakteristischen schwarzen Kalke mit hellen Verwitterungsoberflächen, den dünn aufblätternden, sandigtonigen Zwischenlagen und dunklen Durchschnitten von Cephalopoden entwickelt. Hier und in der Umgebung gelang es mir denn auch, zum Teil dank der freundlichen Unterstützung des Herrn Ing. Caprani, eine Anzahl gut erhaltener Cephalopoden zu bekommen, die zusammen mit den von einer Steinmann'schen Exkursion gesammelten

[1]) Moebus (1901, pag. 19) sagt: „Bei Bienno südlich Breno sieht man eine Perlenschnur von 10 Drums, jedes ca. 100 *m* über der Talsohle, in einem Abstand von 100—150 *m* voneinander, von sandiger Grundmoräne bedeckt und bewachsen." Offenbar meint er damit die einzelnen Erhebungen unseres Muschelkalkhügels, da weder ich noch Herr Ratzel etwas sahen, was sonst seiner Beschreibung entsprechen könnte. Ich kann aber die Bezeichnung „Drum" hier nicht für gerechtfertigt halten, da man wohl allgemein unter „Drum" eine Anhäufung von lockerem Material versteht.

[2]) Auf der Karte ist der Muschelkalk aus Versehen bis über die Straße hinaus gezeichnet.

im allgemeinen Teile der Arbeit aufgeführt werden sollen. Ein sorgfältiges Absuchen dieser Gegend, wie es mir leider nie möglich war, würde sicher noch eine reiche Ausbeute verschaffen[1].

I. A. 6. Breno—Pillo—Pescarzo—Astrio—Dosso del Cerreto.

(Vergl. *G* und Breno *J* 25.)

Der Weg von Breno zu dem Turbinenhäuschen des Elektrizitätswerkes (bei „Il Pillo" der Karte in 1 : 25.000) führt zuerst an hellgrauem, etwa mit 20° nach N 20 W fallendem Esinokalk entlang. Später tritt er in Grundmoräne ein und bleibt in ihr bis zu der Brücke des Turbinenhauses. Dort in der engen Schlucht des Baches steht auf dem linken Ufer ein brecciöser Kalk an, der auf dem rechten Ufer von grauen Mergeln überlagert wird. Diese enthalten kleine, niemals eckige Gerölle von schwarzem Kalk[2]. Die auf dem andern Ufer nach Pescarzo und Astrio führende Straße führt fast ausschließlich über Grundmoräne. Doch sind einige kleine Aufschlüsse vorhanden, die fast stets schwarzen, knolligen Muschelkalk zeigen. An einigen Stellen beobachtete ich steiles NO-Fallen; doch wechseln die Richtungen infolge starker Faltungen. — Geht man von der Brücke erst unten im Tal entlang, so beobachtet man am Bach auf beiden Talseiten brecciöse Kalke vom Habitus des Zellenkalkes. An einer Stelle steht ziemlich kompakter Dolomit an. Gleich dahinter folgt ein schwärzlichgrauer Kalkstein in mächtigen N 35 O streichenden, mittel S fallenden Bänken, dann wieder zelliger Dolomit und kompakter Dolomit mit N 50 W-Streichen und mittlerem N-Fallen. Auf dem rechten Ufer aber liegen unmittelbar über diesen Bildungen die dünnschichtigen knolligen Lagen des Muschelkalkzuges von Pescarzo—Astrio. Das Gestein hat die normale Beschaffenheit des unteren Muschelkalkes und setzt die steile Felswand unter Pescarzo ausschließlich zusammen[3]. Geht man auf dem schmalen Pfad nach Pescarzo hinauf, so findet man ein Streichen von N 55 W bei mittlerem N-Fallen.

Steigt man umgekehrt von dem Tal aus nach W in die Höhe, so trifft man überall die typischen dickbankigen Schichten des Esinokalkes an. Ich maß in ihm an verschiedenen Stellen längs des Tales die folgenden wenig abweichenden Werte: N 60 W-Streichen bei Mittel-N-Fallen (nicht poröser und nicht brecciöser weißgrauer Dolomit), N 55 W-Streichen bei Mittel-N-Fallen, N 60 W-Streichen bei Mittel-N-Fallen (hellgrauer Dolomit), N 55 W-Streichen bei schwachem N-Fallen (am Nordhange gegen Breno), N 55 W-Streichen bei schwachem N-Fallen (kleiner Steinbruch am Nordhange gegen Breno), OW-Streichen, mäßiges N-Fallen (20—30°) (dolomitischer Kalkstein mit tonigen schiefrigen Zwischenlagen), N 60 W-Streichen, 35° N-Fallen (Dolomit zwischen Case Caiò und Astrio). — Auch in den Dolomiten auf der N-Seite des Dosso del Cerreto kommen vereinzelte dünne graue Mergelzwischenlagen vor.

Die ganze Südseite des Tales wird also von Esinokalk gebildet, der bei seiner Höhenlage und geologischen Orientierung auch auf die rechte östliche Talseite hinüberstreichen sollte. Statt dessen stehen schon im Grunde des Tälchens die geschulderten Zellenkalke an und werden auf dem anderen Ufer von Muschelkalk überlagert. Das Tälchen folgt also einer Verwerfung,

[1]) Mittlerweile hat Herr Rutzel auf meine Veranlassung eine genaue Untersuchung des Hügels vorgenommen und viel Material gesammelt.

[2]) Das Anstehende ist mit Moräne vermischt. Wiederholt stieg mir der Verdacht auf, daß der Zellenkalk des linken Ufers eine diluviale Sinterbreccie sein könne. Indessen glaube ich nach oft wiederholtem Besuch doch, daß es sich um triadische Bildungen handelt.

[3]) Allerdings würde ich rein petrographisch nicht zu behaupten wagen, daß diese Schichten nicht den Raibler Schichten von Malegno entsprechen könnten.

für die ich im folgenden die Bezeichnung Pillobruch anwenden will. Ich habe noch nachzutragen, daß man auf dem Wege von den Case Caiò[1]) nach Astrio nur im Anfang den Esinokalk anstehend findet; dann verhüllt diluviale Grundmoräne den Untergrund. An einer Stelle scheint zwar Muschelkalk anzustehen[2]); doch ist die Entblößung so klein, daß es sich auch um einen größeren erratischen Block handeln könnte.

Sehr interessant ist eine Wanderung von Astrio zu der kleinen OSO gelegenen „Santella di Degna" und von dieser zurück nach S. Martino über den die Valle di Degna und das beschriebene Tälchen von Pillo trennenden Rücken. Ich machte den Weg zweimal. Das einemal (1904) sah ich bis zu der letzten Wegteilung kurz vor dem Kirchlein von S. Martino nur Grundmoräne, nach der Wegteilung aber Esinokalk. Ein anderesmal (1895) notierte ich, daß ich nach Grundmoräne erst anstehenden „Zellenkalk" und dann erst Esinodolomit traf. Ich entsinne mich indessen nicht, ob ich beidemale genau denselben Weg gegangen bin. Steht man auf dem Kamm dieses Rückens 300—400 *m* westlich der Santella di Degna, so sieht man nach Süden steil hinunter ins Degnatal. Nach N flacht sich der Rücken langsamer gegen das Quellgebiet des Pillotälchens ab, das uns von dem gegenüberliegenden Astrio trennt. Der Degnabach biegt an dieser Stelle aus der WNW-Richtung plötzlich rechtwinklig nach SSW um. Es kann kein Zweifel darüber bestehen, daß der beide Täler trennende und jetzt die Wasserscheide bildende Rücken bis tief hinunter aus Grundmoräne besteht. (Vergl. die Beschreibung des Degnatales in XVII. B. 1.) Das Pillotälchen bildet die Fortsetzung des oberen Degnatales: der Degnabach floß vor der letzten Vereisung im Pillotale in NW-Richtung weiter und mündete oberhalb Breno in den Oglio. Während der Vergletscherung wurden die mächtigen Grundmoränen südlich Astrio abgelagert. Sie verstopften den alten Talweg und zwangen den Bach seinen Lauf zu verlegen[3]). Er schnitt infolgedessen in die leicht zerstörbaren Zellenkalkmassen die tiefe Talfurche ein, die sich bei Prestine mit der Val delle Valli vereinigt.

Von S. Martino aus führt ein Weg in einem engen, schluchtartigen Tälchen in zuerst südwestlicher Richtung zur Kirche der Madonna von Prestine hinüber. Bis zum ersten Hause rechts des Weges (westlich) bleibt man im Esinokalk, der eine ausgesprochene, etwa N—S gerichtete, steil W fallende Klüftung zeigt. Er ist sehr hell gefärbt und braust stark mit Salzsäure. Etwa in der Gegend des erwähnten Hauses ist auf der linken, östlichen Seite seine konkordante Auflagerung auf dunkle Wengener Schichten vortrefflich aufgeschlossen. Er streicht dort O—W und fällt steil nach N. Er führt viele Evinospongien und enthielt einen prachtvollen Korallenquerschnitt einer Einzelkoralle, der leider nicht herauszuschlagen war. Die Wengener Schichten bestehen aus abwechselnden Lagen von Kalk und Schieferton. Unmittelbar unter dem Esinokalk herrschen die Kalkbänke, tiefer unten die Schiefertone vor. Sie streichen an der Auflagerungsstelle etwa O—W, etwas tiefer N 80 W bei 44° N-Fallen. Vielleicht fallen sie etwas weniger steil als der Esinokalk; doch würde ich auch das noch nicht als einen Beweis für eine primäre Diskordanz ansehen. Weiter nach unten folgen noch viele Aufschlüsse in den Wengener Schichten. Ich maß noch einmal N 70 W-

[1]) Karte in 1 : 25 000

[2]) Mit ONO-Streichen und N-Fallen.

[3]) Eine solche Talverlegung soll, wie mir in Breno erzählt wurde, auch Cozzaglio bereits gesprächsweise für wahrscheinlich erklärt haben. In seinen Publikationen fand ich nichts darüber. Finkelstein (1889, pag. 318) sagt: „Es macht den Eindruck, als ob dieser unvermittelte Umbug erst nachträglich durch irgendwelche den Bachlauf störende Einflüsse bewirkt worden sei. Und in der Tat setzt auch eine talähnliche Depression in gerader Fortsetzung bis ins Val Camonica hinab."

Streichen und mittleres N-Fallen. Sie enthalten oft ziemlich mächtige dunkle Kalkbänke und in 662 *m* Meereshöhe einen dunklen Gang (Nr. 1904, V. 3). Die Reitzischichten [1]) sind am Weg nicht aufgeschlossen, wohl aber, wie schon erwähnt, unten zwischen der Kirche der Madonna und dem ersten Kirchlein von Prestine. Die Höhendifferenz des obersten und untersten Aufschlusses der Wengener Schichten beträgt etwas weniger als 70 *m*. (Nach meiner Messung genau 68 *m*.) Der Horizontalabstand beträgt wenigstens 200 *m*. Die beiden Punkte liegen nicht ganz, aber doch annähernd senkrecht zum Streichen. Rechnen wir das Fallen im Durchschnitt zu 45°, so ergibt sich als Mächtigkeit für diese Stelle der Betrag von 191 *m*. Diese Zahl ist etwas zu hoch, weil die Beobachtungspunkte nicht genau senkrecht zum Streichen liegen. Andererseits ist der unterste Aufschluß noch nicht die untere Grenzfläche. Die Mächtigkeit ist also sicher mehr als zehnmal so groß als bei Cividate.

An der Kirche der Madonna von Prestine trifft man schließlich die bereits in I. A. 3. auf pag. 23 beschriebenen N 50—60 W streichenden und mittel NO fallenden Prezzokalke an.

Zum Schlusse möchte ich noch hervorheben, daß ich an Ort und Stelle auch mit der Möglichkeit rechnete, daß die unter dem Turbiuenhaus und im Grunde des Pillotälchens anstehenden Zellenkalke und Breccien ebenso wie die schwarzen Kalke von Pescarzo und Astrio zu den Raibler Schichten gehören könnten. Dann müßte man aber zwei Brüche annehmen, den Pillobruch zwischen Esinokalk und Raibler Schichten, und einen zweiten Bruch nördlich zwischen Raibler Schichten und dem Muschelkalk. Eine Entscheidung kann wohl nur durch die Begehung des rechten Oglioufers erzielt werden.

I. B. Gegend südlich des Torrente Grigna.

I. B. 1. Esine—Plemo—Darfo.

(Vergl. die Blätter Breno, Sacca und Vilminore *SE* von *J* 25.)

Geht man durch die südlichste Spitze des Ortes Esine nach Westen hinaus, so trifft man in der Alluvialebene des Grignaflusses eine größere Anzahl von wassererfüllten, trichterartigen Vertiefungen, die Laghetti di Esine. Sie sind von Cozzaglio zum Gegenstand vortrefflicher, eingehender Untersuchungen gemacht worden [2]). Ihre Bildung beruht zweifellos darauf, daß der Grignafluß sein Bett in den zwischen dem Hügel von Esine und der südlichen Bergwand unterirdisch anstehenden Zellenkalk eingeschnitten und diesen nur oberflächlich durch Alluvionen verhüllt hat. Ob der Zellenkalk an jener Stelle noch Gips führt, ist nicht bekannt. Jedenfalls aber löst das Wasser beträchtliche Mengen des Gesteins unterirdisch auf. Von Zeit zu Zeit stürzen die Decken der Hohlräume ein und es bilden sich typische Erdfälle, die bei dem hohen Grundwasserstande selbst in sehr trockenen Jahren meist vom Wasser erfüllt bleiben. Daß dies Wasser von der Grigna und nicht von dem gegenüber in die Grigna einmündenden Bache des Caènetales geliefert wird, beweist die Tatsache, daß sich, wie mir der Sindaco Herr Giov. Maria Nodari freundlicherweise mitteilte, das Wasser der Teiche gleichzeitig mit dem Grignawasser trübt, auch wenn das Caènewasser klar bleibt. Im Grunde der Trichter soll man angeblich, wenn sie einmal austrocknen, ein Geräusch wie von fließendem Wasser hören. Cozzaglio bestreitet das übrigens. Die Bildung der Erdfälle erfolgt meist

[1]) Die Grenze zwischen den Wengener und Reitzischichten ist auf der Karte etwas zu weit nach Norden gezeichnet.

[2]) I laghetti di Esine. Boll. Club alpino italiano. 1892, Bd. 26. 16 Seiten. 1 Tafel.

5*

ganz plötzlich Sie lassen dabei gelegentlich ganze Bäume spurlos verschwinden. Der Großvater des Herrn Nodari wäre beinahe, von dem Einsturz eines der Trichter überrascht, gleichfalls darin versunken. Der größte der Einsturztrichter hat nach Cozzaglio einen Durchmesser von 38 *m* bei einer maximalen Tiefe von 9 *m*.

Jenseits der Grigna stehen Werfener Schichten mit N 60 O-Streichen und 50° N-Fallen an. Gerade hier sind ihnen dicht unter oder genau an der Hangoberfläche harte feste Oolithkalkbänke mit vorzüglich erhaltenen Zweischalern eingeschaltet und werden in kleinen Steinbrüchen als Baustein besonders für die Dammbauten an der gefährlichen Grigna[1]) gewonnen. Sie entsprechen genau den zuerst von Lepsius unterschiedenen Myophorienbänken und werden im allgemeinen Teil beschrieben werden. An dieser Stelle und weiterhin am Hange, besonders in den wunderschönen, an Claude-Lorrainsche Landschaften erinnernden Kastanienhainen von Fontane sammelte ich die reiche Fauna, die Herr Ratzel beschreiben wird. Es sind mehrere Bänke, die in geringen Abständen voneinander den normalen Werfener Schichten eingelagert sind. Bei Fontane ist der ganze Hang von Trümmern von ihnen bedeckt, an denen man erkennen kann, daß einzelne Bänke wohl beinahe 2 *m* Mächtigkeit erreichen können.

Das Streichen der Werfener Schichten dreht sich gegen SW hin etwas. In den Dossi di Esine, kurz vor Fontane, maß ich N 45 O-Streichen bei 34° NW Fallen und nicht weit vor Plemo N 10—20 O-Streichen bei mäßigem W-Fallen. Schon bei Esine kommen unter den Werfener Schichten rote (?permische) Sandsteine zum Vorschein. Vor Plemo (Casa Rocchetta) verschwinden die Werfener Schichten ganz und machen wunderbar glazial abgeschliffenen kompakten Permgesteinen Platz. Das Perm hält längere Zeit an der Straße an, entfernt sich dann etwas davon, tritt aber lange vor Montecchio noch einmal an sie heran. Ich habe den größten Teil und die ganze letzte Strecke nur im Dunkeln begangen und kann daher nur auf Grund von mitgebrachten Proben sagen, daß Sandsteine und Pietra Simona, der im allgemeinen Teil genau beschriebene rote, an Kriechspuren reiche Muskovittonfels (vergl. unter Perm), vorkommen.

I. B. 2. Corna—Gorzone—Angolo—Val di Scalve—Angolo—Lago Moro—Corna.

(Vergl. Blatt Vilminore *SE* von *J* 25).

Das untere Dezzotal ist bereits von Benecke[2]), Lepsius[3]) und Gümbel[4]) beschrieben worden. Da ich indessen in einigen Punkten zu abweichenden Ergebnissen gekommen bin, will ich meine Beobachtungen kurz mitteilen.

Gleich hinter Corna treten die Felsen des Perms dicht an die Straße heran. Sie fallen mäßig nach W und streichen nördlich (einmal genau N 25—30 W bei 30° W-Fallen). Feinsandige bis schiefrige Lagen wechseln mit ganz groben Konglomeraten ab, die hauptsächlich aus Phyllit und Quarz, daneben aber auch aus großen Porphyrstücken bestehen. Kurz vor Gorzone stehen links grobe Sandsteine und „Pietra Simona" an[5]). Hinter dem Orte sieht man links unten den Dezzo in tiefer, wohl wesentlich postglazialer Erosionsschlucht durch das Perm brechen, das ober-

[1]) Ein Lokalsprichwort sagt: „Quando la Grigna grignerà, Esine e Berzo piangerà." (Wenn die Grigna lachen wird, werden Esine und Berzo weinen.)

[2]) 1865, pag. 47—48, 76—78, und 1868, pag. 54—55.

[3]) 1878, pag. 316.

[4]) 1880, pag. 201.

[5]) Vergl. oben.

halb der Schlucht glazial abgeschliffen ist. Am Ende des Ortes, am Brunnen, sind Schiefer aufgeschlossen, deren Schieferung N 50 W streicht und mit mittlerer Neigung nach N fällt. Über dem Brunnen liegt verfestigtes Diluvialkonglomerat. Dann setzen die Aufschlüsse eine ganze Strecke weit fort. Tonschiefer herrschen zuerst vor; daneben treten quarzitische Lagen, dickbankige Grauwacken und feinkörnige Sandsteine auf. Das Streichen scheint oft etwa N 80 O bei bald steilem, bald schwachem N-Fallen zu sein. Es ist aber recht wechselnd, und ich wage nicht mehr zu entscheiden, ob ich mich nicht bei meinem schon weit zurückliegenden Besuch mitunter durch Transversalschieferung und -klüftung habe täuschen lassen. Hinter der Brücke gegen Angolo treten wieder sehr dickbankige Gesteine auf, die anscheinend N—S streichen und mittel W fallen. — Von wo an man dies ganze System zur Trias zu stellen hat, wage ich nicht zu entscheiden. Lepsius bezeichnet es gleich hinter Gorzone als „Rot", also in meinem Sinne als Werfener Schichten.

Hinter Angolo liegt an den Einbiegungen der Straße in zwei Seitentälchen wieder verfestigtes Diluvialkonglomerat. Sehr bald folgt dünnplattiger, ebenflächiger, schwarzer Kalk mit Tonzwischenlagen. Er streicht ONO und fällt schwach nach N ein. Über ihm folgen sehr mächtige, meist dünnschichtige, schwarze, kleinknollige Kalke mit N 60 O-Streichen und mittlerem N-Fallen. Dann trifft man eine hohe durch einen fast vertikalen, etwas O geneigten Harnisch abgeschnittene schwarze Felswand, in der die knolligen Kalke von einem System ebenflächiger, mehr als 1 *dm* mächtiger Bänke von Kalk und Schieferton überlagert werden. Das Fallen ist von Faltungserscheinungen abgesehen im allgemeinen nördlich. In ihnen fand ich eine *Daonella*[1]) und ein *Protrachyceras*, das nach Ratzels Untersuchung Ähnlichkeit mit der Gruppe der *Pr. furcosa* hat[2]).

Ich schätze die Mächtigkeit sämtlicher schwarzer Schichten zusammengenommen auf etwa 200 *m*. Ihr unterer Teil dürfte noch dem unteren Muschelkalk entsprechen. Die obersten ebenflächigen Bildungen gehören zu den Wengener Schichten. Guembel und Lepsius erklären, was für den oberen Teil von vornherein wahrscheinlich ist, die unter den Wengener liegenden Bildungen für Reitzischichten, der eine auf Grund des Auftretens von Hornsteinen, der andere (Lepsius), der ebenso wie ich keine Hornsteine sah, auf Grund des Fundes von Arcesten. Ich möchte indessen, wie schon gesagt, nicht glauben, daß der ganze Komplex nur aus Reitzi- und Wengener Schichten besteht[3]).

Auch in dem Gebiet der schwarzen Kalke beobachtet man vielfach verfestigte Diluvialkonglomerate und nicht verfestigte Grundmoränen.

Zwischen die obersten Lagen der Wengener Schichten und die untersten des Esinokalkes schaltet sich nun der bekannte, oft untersuchte Quarzglimmerporphyrit des Dezzotales ein[4]). Er ist meines Wissens in der Literatur stets als Intrusivmasse aufgefaßt worden. Ich habe mich indessen nicht davon überzeugen können und glaube, daß es sich um eine normal und im wesentlichen konkordant den Schichten eingeschaltete Lavadecke handelt. Die Mächtigkeit der ganzen Masse schätze ich auf 100—150 *m*. Ganz unten, unmittelbar über den Wengener Schichten, folgen

[1]) Nach Ratzels Bestimmung ist es die „*Sturi*".

[2]) Guembel zitiert: „Aonartige Ammoniten, Halobien und *Posidonomya wengensis*."

[3]) Damit stimmt es auch, daß Mojsisovics einen *Ptychites gibbus Ben.* von Angolo zitiert. „Über heterop. Verhältnisse im Triasgebiete der lombard. Alpen." Wien 1880, Jahrb. k. k. geol. Reichsanst., pag. 706.

[4]) Man vergl. außer Lepsius und Guembel auch C. Riva 1896, I. pag 167, bei dem die ältere Literatur angegeben ist. Wichtigere Angaben findet man auch bei Cozzaglio (1894), Monti (1892) und Vigo („Di alcune rocce filoniane della valle di Scalve", Rend. Accad. Lincei 1898, pag 172 u. f.).

dichte, hellgefärbte Lagen, wahrscheinlich Tuffe. Mit ihnen zusammen treten Eruptivbreccien auf, die Bruchstücke der liegenden, dunklen, allerdings zum Teil wohl sekundär gebleichten Kalke enthalten. Echte Esinokalkeinschlüsse habe ich im Gegensatz zu anderen Beobachtern [1]) nicht gesehen und möchte zunächst wenigstens mit der Möglichkeit rechnen, daß sich diese Angaben auf entfärbten Wengener oder Muschelkalk beziehen. Die Trennungsfläche zwischen dem hangenden Esinokalk und dem Porphyrit ist gut aufgeschlossen. Sie streicht ungefähr N 80 O und fällt mit 45° nach N ein, während ich etwas oberhalb im Esinokalk N 75 W bei 30° N-Fallen fand. Da auch dieser in seinen geologischen Richtungen stark variiert, so kann ich die Differenz nicht als ein Anzeichen für eine primäre Diskordanz auffassen, ganz abgesehen davon, daß die Lavaoberfläche unregelmäßige Form gehabt haben kann. Der Esinokalk ist hell- bis dunkelgrau, aber nie schwarzgrau gefärbt und sehr reich an den in diesem Niveau so charakteristischen Evinospongien. Er erreicht eine Mächtigkeit von wenigstens 300 *m* und wird, wie aus der Literatur längst bekannt ist, von Raibler Schichten konkordant überlagert. Ich kehrte schon vor der Auflagerungsfläche um und wanderte von Angolo über den glazial erodierten, in abgeschliffene Permfelsen eingebetteten Lago Moro nach Corna hinunter. Beim Abstieg gelangt man zu zwei Steinbrüchen in der „Pietra Simona“ [2]). In dem einen geht dies sonderbare Gestein in ein Konglomerat über.

I. B. 3. Casino Boario—Pian di Borno—Cividate.

(Vergl. Blätter Vilminore *SE*, Sacca und Breno von *J* 25.)

Die Quellen des als Kurort viel besuchten Casino Boario sind stark magnesiahaltig und verdanken ihre gelösten Bestandteile jedenfalls dem unter den steilen Wänden des Dosso di Camplone hinziehenden Zellenkalke. Die Straße lauft von Casino Boario bis fast zur Osteria della Colombera, kurz vor der Esinebrücke, stets in ziemlichem Abstande von den Felsen auf den Alluvionen des Oglio. Links liegt das weinberühmte Erbanno hoch über der Talsohle auf einer steil abbrechenden Diluvialterrasse, die aus Konglomerat zu bestehen scheint. Die Schichten des Dosso di Camplone senken sich aber gegen N so stark, daß bei der Colombera bereits unterer Muschelkalk in der Talsohle ansteht. Er streicht dort O—W, fällt mit 10—20° nach N und besteht aus dünnschichtigen, langgezogenen, knolligen, schwarzen Kalken. In ihm setzt der im folgenden Profil 3 abgebildete gegabelte Porphyritgang [3]) auf. Der untere Gangstamm lauft ziemlich parallel der Schichtung; der obere schneidet sie schräg und fällt daher mit etwa 30° nach NO ein. Wenige Schritte weiter hat auch der aus der Vereinigung beider entstehende etwas weniger als 1 *m* mächtige Hauptgang mäßiges NO-Fallen und wird durch eine kleine Verwerfung um etwa 1 *m* verschoben. An der Esinebrücke streicht der prachtvoll aufgeschlossene Muschelkalk O—W und fällt mit 45° nach N. Er wird von N 45 O streichenden und 55° S fallenden Harnischen durchsetzt. Er ist sehr langflaserig bis ganz dünnschichtig und besteht aus abwechselnden dünnen tonigen und etwas dickeren kalkigen Lagen. Gleich darauf setzt in ihm ein neuer Porphyritgang (Nr. 95, X. 7.) auf, der in Profil 4 dargestellt ist. Er zeigt deutlich, daß die deckenartigen Porphyrite des Muschelkalkes Lagergänge sind. Es ist das der zuerst von Cozzaglio (1894, pag. 39) gesammelte, auf Grund seines Materials von Monti (1894, pag, 62) beschriebene, dann von Riva (1896, I, pag. 205,

---

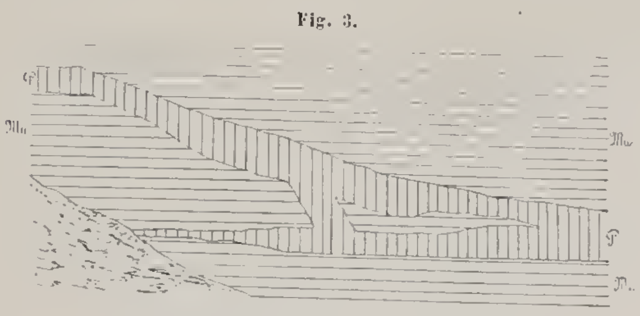
[1]) Cozzaglio a. a. O. pag. 40.

[2]) Vergl. pag. 36.

[3]) (95, X. 6.) Riva (1896, I, pag. 182) beschrieb diesen Gang auf Grund meines Materials als „Quarzhornblendeporphyrit“.

und 1897, pag. 25) auch auf Grund meines Materials wieder beschriebene und zu den Odiniten gestellte Gang. Cozzaglio sagt übrigens: „Taglia gli strati sotto un angolo acutissimo.“ Auch sah er etwas höher am Hange noch mehrere andere Gänge. Der Muschelkalk hält noch einige Zeit

Fig. 3.



Gegabelter Porphyritgang bei der Colombera.
Mu = unterer Muschelkalk. — *P* = Porphyrit.

lang am Gehänge an. Aber gerade seine obersten Lagen, die Reitzi- und Wengener Schichten sind an der Straße nicht mehr aufgeschlossen, und wo sich die Straße kurz vor Cividate dem Berg nähert, da steht bereits derselbe Esinokalkzug an, den wir schon früher bei diesem Ort trafen. Ich

Fig. 4.

Porphyritlagergang mit Haken an der Esinebrücke.
Mu = unterer Muschelkalk. *P* = Porphyrit.

bemerke noch, daß ein *Pleuronautilus Pichleri v. Hauer sp.*[1]) in der Muschelkalkwand zwischen Pian di Borno und Cogno gefunden ist und daß auch die Steinbrüche bei Cogno gelegentlich Fossilreste liefern. Der Muschelkalk dieser Cave di Cogno ist ein sehr ebenschichtiger schwarzer Kalk.

I. C. Gegend nördlich von Breno.

I. C. 1. Losine und Val Corni Marci.

(Vergl. Blatt Breno *J* 25).

Von der Chaussée Breno—Capo di Ponte führt der Weg nach Losine über eine Brücke zu einem Aufschluß in schwarzen, stark gefalteten und weiß geäderten Kalken, die im Durchschnitt etwa N 80—85 O streichen und steil nach N fallen dürften. Die Kalkbänke sind etwa 1 *dm* dick und wechseln mit tonigen Zwischenlagen ab. Unmittelbar dahinter folgen dünne, hellgrau gefärbte Kalkbänke und dann wieder scheinbar im Hangenden Breccienlagen. Der schwarze Kalk ist eben-

[1]) Nach Ratzels Bestimmung.

flächig und ganz von kleinen Verwerfungen und Harnischen durchzogen. Ich erhielt bei meinem Besuch den Eindruck, daß es sich um untersten Muschelkalk und Zellendolomit in überkippter Stellung handelt. Doch würde ich rein petrographisch auch hier Raibler Schichten nicht mit Sicherheit ausschließen können. Von dort führt der Weg durch Grundmoränenaufschlüsse bis in den Ort hinein. Geht man in dem NW gerichteten Tal „Val Corni Marci" (J 25) aufwärts, so trifft man sofort Aufschlüsse von gewöhnlichem, zuerst dünnschichtigem, unterem Muschelkalk. Er ist nicht ganz ebenflächig, aber auch nicht knollig entwickelt, hat deutliche Tonzwischenlagen und streicht N 55—60 O bei 45° N-Fallen, also entsprechend der Orientierung der Schichten am linken Oglioufer. Später werden die Bänke dicker und die Zwischenlagen mächtiger. An der Stelle, an der das Tal umbiegt, treten gelbbraun verwitternde Mergel, an vielen Stellen mit Kalkknollen und schlecht erhaltenen Cephalopoden auf, zweifellos den Prezzokalken entsprechend und genau in der Entwicklung wie am Dosso alto zwischen Val Trompia und Bagolino. Die Schichten sind auch hier stark gebogen, fallen aber doch im wesentlichen mit mittleren Neigungen nach N oder NNW ein. Man geht also vom Liegenden ins Hangende. Es folgen bröckliche schwarze Schiefer und von neuem cephalopodenführende Kalkknollenmergel vom Habitus der Prezzoschichten. In ihnen sammelte ich die *Daonella Sturi Ben. sp.*[1]).

Nach oben gelangt man wieder in schwarzere, stark transversal geschieferte und daher griffelartig zerstückelte Schiefer, offenbar schon Wengener Schichten, hinein. In ihnen setzt ein NO streichender, steil NW fallender Gang (Nr. 98, XIV, 2.) auf. Auf dem rechten Talgehänge, links für den Ansteigenden, erkennt man an einer Stelle des Gehänges mächtige Kalksinterbildungen; und auch auf der linken Talseite setzen die Bäche viel Kalk ab. — Weiter hinauf stehen noch immer Wengener Schichten an und sind an dem nach Cerveno führenden Weg jenseits des Baches gut aufgeschlossen. Es sind dort ziemlich mächtige ebenflächige schwarze Kalke mit Zwischenlagen von schwarzen Schiefern. Sie streichen N 85 W, fallen mit 65° nach S und werden von einem mehrere Meter breiten, N 85 O streichenden, steil N fallenden Eruptivgange (Nr. 98, XIV, 3.) durchsetzt. In den Schiefern fand ich dort Daonellen (Nr. 98, XIV, 4.). Noch weiter aufwärts sammelte ich auch kleine Posidonomyen. Das Streichen wird O—W bei steilem S-Fallen und schließlich N 35 O bei steilem S-Fallen. Noch einmal treten schwarze Kalke mit Daonellen aus der Lommeligruppe auf. Die Wengener Schichten halten im Bache bis über 800 *m* Meereshöhe an und streichen dort scheinbar oder wirklich gegen den Esinokalk. Oberhalb des in 800 *m* Höhe verlaufenden Horizontalweges enthalten sie viele Versteinerungen, meist schlecht erhaltene Ammoniten und zum Teil gut erhaltene Exemplare von *Posidonomya wengensis* (Nr. 98, XIV, 5.).

Über dem ganzen Schichtenkomplex erheben sich die kolossalen Esinokalkwände der Concarena. Sie lassen kein Anzeichen der komplizierten Faltung ihrer liegenden Schichten erkennen. Wie ich von Prof. Penzig in Losine erfahre, kommen gelegentlich große turmförmige Schnecken darin vor. Doch gelang es mir nicht Material davon zu erhalten.

Beim Rückweg ging ich dem Cervenoweg folgend an der Stelle, an der ich vorher die Daonellen gefunden hatte, über den Bach hinüber und fand dort am Wege, scheinbar über den Wengener Schichten, typische, wenn auch nicht sehr mächtig entwickelte Reitzischichten. Sie führen in bestimmten Lagen zahlreiche Hornsteinknollen und enthalten graue Tuffzwischenlagen. Ihre wahre Mächtigkeit ist nicht bestimmbar. Hinter ihnen folgen Schichten vom Habitus des unteren Muschelkalkes, aber wieder mit abweichendem Fallen.

---

[1]) Bestimmung von Herrn Ratzel.

Das ganze System unter dem Esinokalk ist eben in einer Weise zerdrückt, zerknittert und zerrissen, daß jeder Versuch ein normales Schichtprofil aufzustellen, scheitern muß. Dennoch läßt sich sowohl an der petrographischen Beschaffenheit wie zum Teil auch an der Fossilführung das Auftreten des unteren Muschelkalkes, des Trinodosuskalkes, der Reitzischichten und der sehr mächtig entwickelten Wengener Schichten nachweisen. Nur den Brachiopodenkalk Judikariens habe ich auch hier nicht auffinden können.

Als Ursache der komplizierten Lagerungsverhältnisse glaube ich nicht größere tektonische Störungen ansehen zu dürfen, obwohl der Bruch des Tälchens von Pillo, OSO Breno, etwa $2^1/_2$ *km* weiter südlich auf dem rechten Oglioufer die Raibler Schichten von Malegno neben unseren Muschelkalk werfen dürfte.

Viel wahrscheinlicher ist mir die folgende Annahme. Solange die Talfurche des Oglio nur schwach vertieft war, hatte die Unterlage der Esinokalkmasse des Concarena normale und konkordante Lagerung. Als aber, hauptsächlich wohl in der Diluvialzeit, die Erosion den heutigen tiefen Einschnitt erzeugte, wurde allmählich der Gleichgewichtszustand zerstört, die kolossale kompakte Kalkmasse des Concarena presste die weichere und plastischere Unterlage gegen die Talfurche hin verschob einzelne Stücke gegeneinander und erzeugte dadurch das aus der oben gegebenen Beschreibung ersichtliche Gewirr von Verwerfungen und Faltungen. Es handelt sich also, wenn diese Auffassung richtig ist, nicht um eigentliche tektonische Bewegungen, sondern nur um relativ oberflächliche, erst von der Erosion hervorgerufene, aber tief in das Berginnere eingreifende Verschiebungen.

II. Das metamorphe Triasgebiet auf der Nordseite des südwestlichen Tonalitsporns von Breno bis zur Val Pallobia (einschliesslich) = Südflügel der grossen Camonica-Synklinale.

II. A. Täler südlich der Val Pallobia.

II. A. 1. Pescarzo—Case Plagne, beziehungsweise Astrio—Casa Porcile—Val di Fa—Niardo.

(Vergl. *G* sowie die Blätter Breno und Niardo von *J* 25.)

Der Weg von Pescarzo zu der NO gelegenen Häusergruppe Plagne führt fast immer durch Moräne; doch sind an mehreren Stellen kleine Aufschlüsse von schwarzem, knolligem Muschelkalk vorhanden. Dieser ist stark gefaltet, hat aber mitunter ausgesprochen nördliches Fallen. Unmittelbar unter und zwischen den Häusern von Plagne ist makroskopisch normal erscheinender, mikroskopisch aber bereits kontaktmetamorph veränderter schwarzer Kalk mit tonig-kieseligen Zwischenlagen entblößt. Faltung im großen und kleinen erschwert die Feststellung der vorherrschenden geologischen Richtungen; doch fand ich wiederholt N 45 O-Streichen bei senkrechter Stellung. Von da geht es über Wiesen und durch Gestrüpp auf einem ganz kleinen Pfade zu einem langsam in der Richtung nach Val di Fa ansteigenden breiten Wege. Auf diesem steht kurz vor einem kleinen freien Plateau Marmor mit Silikatbändern an. (ONO-Streichen, steil N-Fallen.) Weiterhin folgt Marmor mit Granatbändern (110 ∞ *O*), letztere den kieselig-tonigen Schichten des normalen Gesteins entsprechend. In dem Marmor fand ich eine Tonalitapophyse und erreichte bald darauf das zusammenhängende Tonalitmassiv. Die Kontaktmetamorphose ist hier nicht viel mehr als 625 *m* aus-

gedehnt. Ganz analoge Beobachtungen machte ich auch, als ich 1903 mit meinen Studenten auf einer Unterrichtsreise von Astrio schräg am Gehänge hinauf nach Casa Porcile (1328 *m*) stieg[1]. In dem Tonalit überwiegt der Biotit über die Hornblende. Er tritt gern in großen, regelmäßig hexagonal begrenzten Blättchen auf. — In 1020 *m* Höhe kreuzt ein Weg die Val di Fa. Steigt man auf dem rechten Ufer auf ihm abwärts, so trifft man im Tonalit erst einen mehrere *dm* breiten Glimmer-Aplitgang, dann einen kaum 1 *dm* breiten Gang von Porphyrit, der N 80 O streicht und mit mittlerer Neigung nach N fällt. (Nr. 95. XIX. 4.) Dies ist der auf Grund meines Materials von Riva (1896. I. pag. 223) beschriebene Gang, der zu sehr zersetzt ist, als daß er eine Bestimmung zuließe. Sehr bald darauf, noch ehe ein den Hauptweg kreuzender Querweg erreicht ist, steht eine wenige Meter breite Scholle von weißem Marmor mit Granat und Epidot mitten im Tonalit an. Tonalitapophysen dringen in sie ein. Die streifenförmige Anordnung der schlecht kristallisierten Silikate läßt erkennen, daß sie aus den alten Tonzwischenlagen entstanden sind. Gleich hinter dem Querweg legen sich an den Tonalit N 70 O-streichende, mit etwa 30° NW fallende Triasschichten mit großen, schlecht kristallisierten Granaten an. Grauer Marmor herrscht vor. Der Typus ist der des metamorphen (? oberen) Muschelkalkes. Etwas weiter abwärts häufen sich aber dunkle, fast dichte und vollständig aus Silikaten bestehende Schichten, wie sie in den metamorphen Wengener Schichten weit verbreitet sind, aber wohl auch im oberen Muschelkalk vorkommen. Weiter abwärts, insbesondere von Casa Salimna an herrscht Moräne des Ogliogletschers mit Muskovit-Pegmatitblöcken der Tonaleschiefer. Am Ausgang der Val del Re[2]) steht wieder Muschelkalk mit tonigen Zwischenlagen, NO streichend, NW fallend an. An einer Stelle auf dem linken Ufer neben dem Bach enthält er viele Dipyrkristalle, und zwar hauptsächlich in den tonigen Lagen. Sonst sieht er makroskopisch normal aus. Es zeigt sich also auf dieser Tour, wie im allgemeinen Teil der Arbeit ausgeführt, daß in weiterer Entfernung vom Tonalit der Muschelkalk in Dipyrkalkstein mit oft nur mikroskopisch erkennbaren Strukturänderungen, in größerer Nähe aber in Marmor mit Granat, Epidot, an anderen Stellen (Val Pallobia) auch Vesuvian übergeht.

Zwischen Niardo und Braone kann man Vesuvianmarmor, der wohl hauptsächlich aus der Val Pallobia stammt, oft in sehr schönen Stücken in den Straßenmauern sammeln.

II. A. 2. Malga Campedelli Val del Re—Niardo.

(Vergl. *G* und Blatt Niardo *J* 25.)

Über die Umgebung der oberen Hütte von Campedelli vergleiche man XVII. B. 6. β γ. Der Abstieg von Campedelli di sotto auf dem Wege links des Tales führt immer über normalen Tonalit. Kurz vor der großen Kehre östlich von Case Bisone ging ich vom Hauptwege ab und auf einem schmalen Pfade ohne Aufschlüsse wieder zu ihm zurück. Noch vor dem Ende der großen Kehre in etwa 1090 *m* Höhe steht Marmor in steil nach NO geneigten Bänken an. Darüber und darunter sah ich hornblendefreien Tonalit anstehend, nach der Kehre und der kleinen Kapelle aber Granatmarmor, zum Teil mit prachtvollen großen Rhombendodekaedern. Der Marmor fällt steil in westlicher Richtung ein. Auf ihn folgt erst ein nicht näher untersuchtes Silikatgestein und

---

[1]) Ich habe dort im Muschelkalk einen Porphyritgang mit ausgesprochener Salbandverdichtung nicht sehr weit hinter der Santella di Degna gefunden. Vielleicht ist es derselbe Gang, den Cozzaglio (1894, pag. 13) „zwischen Astrio und Niardo bei der Malga di Plagne" beobachtete. (Vergl. auch Riva, 1896, I. pag. 226.)

[2]) „Re" = Rivo, Bach.

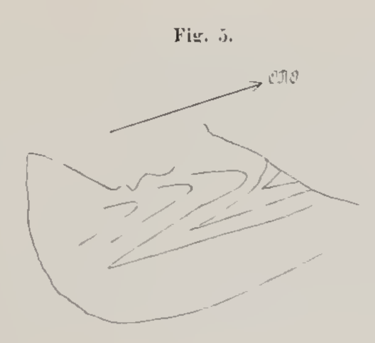
endlich dünner, leicht mit HCl brausender Schiefer (? Wengener Schichten). Von da stieg icb über den Zickzackweg zum Tal ab. Schon in der Nähe des Haupttales in wenig unter 900 *m* Höhe steht Muschelkalk mit Andeutung von Kontaktmetamorphose, WNW streichend, steil N fallend, aber mit fast isoklinal komprimierter Zickzackfaltung an. Auf dem anderen Ufer geht es über mächtig entwickelte Grundmoräne in die Höhe. Dort, in einer Runse, fand ich im dünnschichtigen gefalteten Muschelkalk einen steil NW fallenden hellen Eruptivgang (98, XI. 7.)

II. A. 3. Niardo—Val Cobello—Malga Ferone („Ferù").

(Vergl. *G* und Blatt Niardo von *J* 25.)

Auf dem Wege von Niardo nach S. Giorgio, bei den obersten Häusern von Niardo sah ich ebenflächigen, zum Teil etwas dickschichtigen unteren Muschelkalk, NO streichend, mittel S fallend, mit kleinen weißen Flecken (? Dipyr), jedenfalls trotz einer Entfernung von mehr als 1 *km* vom Tonalit schon etwas metamorph. Am Fuße des Hügels von S. Giorgio steht wieder unterer Muschelkalk in NO streichenden, ganz steil NW fallenden Bänken, in Marmor umgewandelt an. In der Grundmoräne liegt viel Esinokalk unbekannter Herkunft, wahrscheinlich von einem interglazialen Schuttkegel des Concarena, da ja auf dem ganzen östlichen Oglioufer oberhalb Breno kein normaler Esinokalk ansteht. In etwa 670 *m* Höhe unterhalb der ersten Case Plagne ist wieder dünn-

Fig. 5.



Faltung im unteren Muschelkalk an der Kapelle Rundhöckeroberfläche von oben gesehen. Val Cobello.

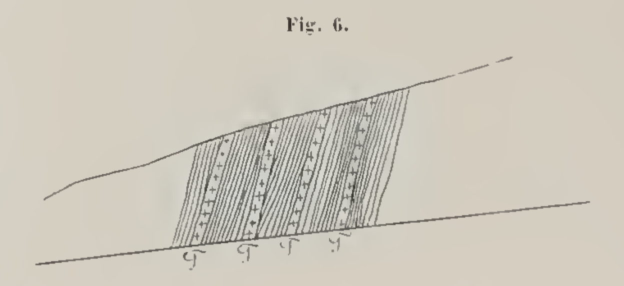
schichtiger, etwas verbogener unterer Muschelkalk mit tonigen Zwischenlagen aufgeschlossen, der Kalk in grauen, noch sehr feinkörnigen Marmor umgewandelt, die Zwischenlagen makroskopisch unverändert. (N 50 O-Streichen, steiles NW-Fallen.) In 700—750 *m* Höhe folgt eine wunderschön ausgebildete, moränenbedeckte Felsterrasse, offenbar ein alter T r o g b o d e n. Dazu gehört auch die Terrasse des Dosso Nigula nördlich der Val di Cobello, die Terrasse von Salimna südlich von Val del Re und die der Case Plagne südlich von Val di Fa. In 750 *m* Höhe sah ich wieder etwas verbogenen unteren Muschelkalk von gleicher Beschaffenheit wie vorher, mit N 60 O-Streichen und steilem NW-Fallen. Der Weg führt nun zu einer auf einem Rundhöcker gelegenen kleinen Kapelle an der Ecke gegen das Cobellotal. Schon vorher, bei ihr und nachher sind zahlreiche Aufschlüsse in demselben unteren Muschelkalk mit vorherrschendem ONO-Streichen, untergeordnetem O-W- und WNW-Streichen sowie vorherrschend steilem N-Fallen. Der Kalk ist im Zickzack gefaltet. Die flache Oberfläche des Rundhöckers zeigt die Faltung wie in der obenstehenden Skizze.

In 830 *m* Höhe fangen auch die tonigen Zwischenlagen an deutlich kristallin zu werden. Der Buckel bei C. Casigola besteht noch aus Muschelkalk. Oberhalb C. Foppe sah ich weißen

6*

Marmor von unbekanntem Niveau, ohne deutliche Tonzwischenlagen. N 25 W streichend, steil O fallend (Anpassung an den abweichenden Verlauf der Tonalitgrenze!). Darin setzt ein etwa 60° N fallender Porphyritgang (02. V. 1.) auf. Dann folgt am Wege an der ersten rückwärts gerichteten Kehre Tonalit, der auch weiter oben ansteht und einen Sporn im Muschelkalk bildet. Am Ende der zweiten S gerichteten Kehre ist wieder normaler Tonalit mit einer Scholle von N 35 W streichendem, steil O fallendem unteren Muschelkalk (Marmor mit großen Granaten) aufgeschlossen. Es geht nun längere Zeit immer über Tonalit in die Höhe. In den Kehren aber, die von dem Worte „Dosso" auf J 25 bedeckt sind, steht unterer Muschelkalk in förmlicher Verzahnung mit Tonalit an. Der Tonalit bildet in dem N 55 W streichenden, steil

Fig. 6.



Tonalitlagergänge, etwa 1 *m* breit, im kontaktmetamorphen Muschelkalk der Val di Cobello.

nordfallenden Kalk zahlreiche teils 1 *m*, teils etwas mehr, teils etwas weniger mächtige, untereinander annähernd parallele Gänge. Der Kalk ist in Marmor, die Substanz der tonigen Lagen in wohl kristallisierte Silikate verwandelt. Die Gangsalbänder gehen nicht immer den Schichtflächen genau parallel. — Auch weiter hinauf hält der Muschelkalk an; er bildet, wie aus der Karte ersichtlich, einen etwa SO streichenden Sporn, in dem die Schichten in NO-Richtung steil unter den Tonalit der Punta Badiletto [1]) einfallen. Von dem Punkte an, wo der Weg ins Re-Tal einbiegt, geht es über zusammenhängenden normalen Tonalit bis zur Malga Ferone. Unter dieser liegt eine flache Wiese, die den Eindruck eines alten Seebodens erweckt, aber nach außen geneigt ist. Über die höheren Teile des Tales vergl. man XVII. B. 6. γ.

II. A. 4. Breno—Niardo Case di Nese—Mignone—Piazze in Val Pallobia.

(Vergl. *G* sowie Blätter Niardo—Breno von J 25.)

Den ersten Teil dieser 1891 unternommenen, später teilweise noch wiederholten Wanderung habe ich schon ziemlich ausführlich in Tschermaks Mitteilungen, Bd. XV, 1895, pag. 159 u. f. geschildert [2]). Ich wiederhole und ergänze daher hier nur in aller Kürze die damals mitgeteilten Beobachtungen. Am Gehänge zwischen Breno und Niardo dünnschichtiger, weißgeäderter schwarzer Muschelkalk mit selteneren helleren Lagen. N 65—70° O-Streichen, 50—55° SO-Fallen. Die helleren Lagen sind offenbar schon stärker umkristallisiert; alle enthalten Dipyrkristalle. Besonders reich daran sind die tonigen Zwischenlagen des Kalkes. Am rechten Ufer des Baches der Val di Fa, bei einer Kapelle des heiligen Maurizio, neuer Aufschluß in denselben Dipyrkalken mit N 70 O-Streichen und 45° S-Fallen. Durch Niardo hindurch zur Brücke der Val di Cobello auf den Weg

[1]) Punkt 1685 auf *G*.

[2]) Über die Kontaktmineralien der Adamellogruppe.

nach den „Case di Nese“ der Karte. Gleich hinter den letzten Häusern des Ortes ist der schon auf pag. 43 dieser Arbeit erwähnte Aufschluß in NO streichendem, mittel S fallendem Muschelkalk. Jenseits des Baches[1] sind sofort neue Aufschlüsse in steil SO fallenden, etwas marmorisierten schwarzen Dipyrkalken, die von einem $2^1/_2$ *m* mächtigen Porphyritgange durchsetzt werden. Es ist das der von Riva auf Grund meines Materials beschriebene und als Odinit erkannte Gang (Riva, 1896, I, 181 und 1897, 25). Hinter den Case di Nese, auf dem Wege, der im Zickzack zu der Malga Mignone hinaufführt, maß ich an zahlreichen Aufschlüssen stets Werte, die für das Streichen etwa zwischen N 65 O und N 45 O liegen, bei steilem (meist etwa 75°) NW-Fallen. Erst kurz vor Mignone wechselt der Gesteinscharakter, indem die dunklen Dipyrkalke schließlich nahe dem Kontakt durch weißen Vesuvian-, beziehungsweise Granatmarmor ersetzt werden. Indessen wird die Farbe des Kalksteins schon bald hinter den Case di Nese heller.

Aus den hier und an früheren Stellen angeführten Daten geht hervor, daß die Schichten ganz im Westen an den äußersten Hängen gegen das Haupttal SO, weiter im O aber NW fallen. Sie bilden also eine stark seitlich komprimierte Synklinale[2], die etwa NO streicht und im Pizzo Badile, nördlich der Val Pallobia ihre Fortsetzung findet.

Hinter dem obersten Haus von Mignone haben sich zwei Bäche eingeschnitten. Schon im ersten steht Tonalit an; und ebenso findet man beim direkten Abstieg nach Piazze in der Val Pallobia nichts anderes als Tonalit.

II. B. Val Pallobia bis Piazze.

(Vergl. *G* und Blatt Niardo von *J* 25.)

Drei Wege[3] führen in dies schöne und zum Studium der Kontakte des Tonalites besonders geeignete Tal hinein. Jeder bietet ganz abweichende Verhältnisse, was indessen, wie aus der Karte ersichtlich, ohne weiteres verständlich ist. Der Weg am rechten Ufer nähert sich dem Kontakt erst sehr spät. Er und der obere Weg des linken Ufers sind leicht zugänglich, geben zusammen ein klares Bild der Kontaktverhältnisse und sind von allen bequemen Touren im Adamellogebiet diejenigen, welche bei kleinem Zeitaufwand vielleicht am meisten Interessantes zeigen. Der untere Weg am linken Ufer ist zwar auch sehr instruktiv, aber zuletzt schwer zu finden und nur für geübte Berggänger empfehlenswert.

II. B. 1. Weg auf dem rechten Ufer von Ceto[4] aus.

(1891 und 1895 begangen.)

In Ceto selbst stehen in einem Teil des Ortes plattige, graue Werfener Schichten an, in denen ich an einer Stelle N 65 W-Streichen, an mehreren anderen N 60—70 O-Streichen bei ganz schwach südlichem Fallen beobachtete. In einem anderen Teile des Ortes aber fand ich, von Braone kommend, am ersten Brunnen zum Zellenkalk gehörige dünne Dolomitbänke mit gelblichen, etwas zelligen Kalkbänken wechsellagernd und schwach SSW fallend. Auf dem in südlicher Richtung

---

[1] Man vergl. auch die von 1902 stammenden Angaben in II. B. 3.

[2] In der zitierten Arbeit von 1895 nahm ich eine Antiklinale an, weil ich den Hintergrund von Val di Fa und Val del Re noch nicht untersucht hatte.

[3] Ein vierter höherer Weg auf dem rechten Ufer hat weniger Interesse.

[4] Ceto selbst liegt noch auf Blatt Capo di Ponte (*J* 25).

gegen Val Pallobia führenden Wege schreitet man über nicht aufgeschlossenen, aber weiter nördlich sichtbaren Zellenkalk hinweg zum Muschelkalk. Dieser ist erst hellgrau und ziemlich rein, dann schwarzgrau mit weißen Adern, oft reich an tonig-kieseligen Zwischenlagen, plattig, meist dünnbankig. Kleine lokale Falten sind häufig; am Ausgange des Tales aber herrscht N 55 O-Streichen und mittleres S-Fallen vor. Wir befinden uns dort noch im N-Flügel der großen Synklinale des Badile [1]. Taleinwärts ist der Kalk reich an harten Zwischenlagen, die aber makroskopisch keine Metamorphose erkennen lassen. Dann stellen sich Marmorzwischenlagen ein; ein Aplitgang setzt auf, und schließlich der in der beistehenden Skizze dargestellte Tonalitgang [2], dessen 4 *m* mächtiger Hauptstamm den Schichten ziemlich parallel geht, also Lagergang-Charakter hat.

Fig. 7.

Tonalitgang mit Apophyse im leicht metamorphen Muschelkalk. Val Pallobia. Rechtes Ufer.

Hier ist nun schon der S-Flügel der Synklinale erreicht. Die Schichten streichen von jetzt ab fast ganz regelmäßig N 60—70 O und fallen steil nach N ein. An einer Stelle, noch vor der Brücke, treten dünnschiefrige mulmige Lagen auf, wie sie besonders in den Wengener Schichten häufig sind, aber wohl auch in tieferen Niveaus, nämlich im oberen Muschelkalk vorkommen. Aus verschiedenen Gründen ist es hier wahrscheinlich, daß es sich um diesen letzteren handelt. Darunter folgt wieder typischer dünnschichtiger unterer Muschelkalk. Kurz vor der Brücke setzt darin ein etwas über 1 *m* mächtiger Porphyritgang (1902, XIII. 12.) auf. (N 75 O-Streichen, steil S-Fallen.) Er durchschneidet die gefalteten Muschelkalkschichten ohne selbst gefaltet zu sein. Der Muschelkalk ist in der letzten Strecke vor der Brücke fast ganz und gar als grauer, seltener weißer Marmor mit dichten Silikatlagen entwickelt. Ich glaube mich indessen zu erinnern, an einigen Stellen auch auf diesem Ufer „makrokristalline“ Kontaktsilikate gesehen zu haben. Mitunter gehen graue Marmorschichten im Streichen in weiße über.

II. B. 2. Unterer Weg des linken, südlichen Ufers von Braone aus.

a) Direkt unten im Tal entlang [3]) und hinauf zur Santella. *b)* Über Dosso Nigula zur Santella. *c)* Von der Santella nach Piazze.

a) Gleich hinter dem Orte flacher, vielfach gefalteter schwarzer Muschelkalk mit tonigen Zwischenlagen, an einer Stelle mit Kriställchen (? schwarzer Glimmer), zweifellos schon schwach metamorph. Im Tale steil in die Höhe über Moräne und Diluvialkonglomerat (verfestigte [alte?] Moräne). Dahinter wieder Muschelkalk, und zwar mit schwarzen, kohligen Bänken, den Wengener

[1]) Vergl. pag. 45.

[2]) Die Apophyse ist in der Zeichnung aus Versehen ebenso mächtig gehalten wie der Gang selbst. Sie ist nur etwa 1 *m* mächtig.

[3]) Weg auf *G* nicht eingetragen.

Schichten ähnlich, mikroskopisch deutlich metamorph, wohl oberer Muschelkalk. (Vergl. unter *b*). Hinauf zu dem höheren, auf der Karte nicht eingetragenen Weg, dem eigentlichen unteren Weg des linken Pallobia-Ufers. Aufschluß in N 85 W streichendem, steil N fallendem, aber stark gefaltetem Muschelkalk, kurz vor der kleinen Santella (schwarzes Kreuz auf *J* 25). An der Santella Wegteilung. Geradeaus führt der untere Weg in das Tal hinein, zur Brücke des Talhintergrundes; rechts geht es hinauf zum oberen, später zu beschreibenden Weg nach Piazze.

b) Von Braone über Dosso Nigula zur Santella.

Von Braone nach Süden zum Friedhof gehend, findet man zuerst nur Grundmoräne mit Blöcken von stark vergrustem Tonalit und von Esinokalk mit Fossilresten[1]. In der Schlucht, oberhalb des Friedhofes, unterer Muschelkalk, grau, schon leicht marmorisiert, N 35 O streichend, saiger. Bald darauf oberhalb Casa Bever (*J* 25) ebenso, N 40 O streichend, ganz steil S fallend. (N-Flügel der Badilesynklinale.) Weiter oben moränenbedeckte alte Diluvialterrasse: wie schon besprochen (vergl. pag. 43), Fortsetzung der Terrasse von Plagne und Salimua. An der vorspringenden Ecke von Nigula an einem Hause Aufschluß in unterem Muschelkalk. Dieser streicht N 35—45 O und bildet ganz steile, stehende Zickzackfalten, so daß das Fallen bald N, bald S gerichtet ist Es ist grauer Marmor mit dichten Silikatlagen. Durch ihn hindurch setzt ein saigerer, N 33 O streichender, 1 *dm* mächtiger Porphyritgang (02, XIII. 1.) und wenige Schritte darauf ein anderer 2 *dm* mächtiger, N 5 O streichender, ganz steil W fallender Gang (02, XIII. 2.). Wenige Schritte weiter biegt links ein Weg steil hinunter zur Santella des unteren Pallobiaweges. An der Abzweigungsstelle Aufschluß in N 85 W-streichendem ganz steil N fallendem grauem Marmor mit Zwischenlagen von schwarzem, tonigem, dünnplattigem und splitterig zerfallendem Marmor vom Habitus des oberen Muschelkalkes. Da wir an dieser Stelle annähernd im Synklinalenkern sind, so dürfte es sich tatsächlich um oberen Muschelkalk handeln. Auch andere Beobachtungen stimmen damit überein[2].

c) Von der Santella auf dem unteren Weg zur Brücke und nach Piazze.

(Begehungen[3] 1895 und 1902.)

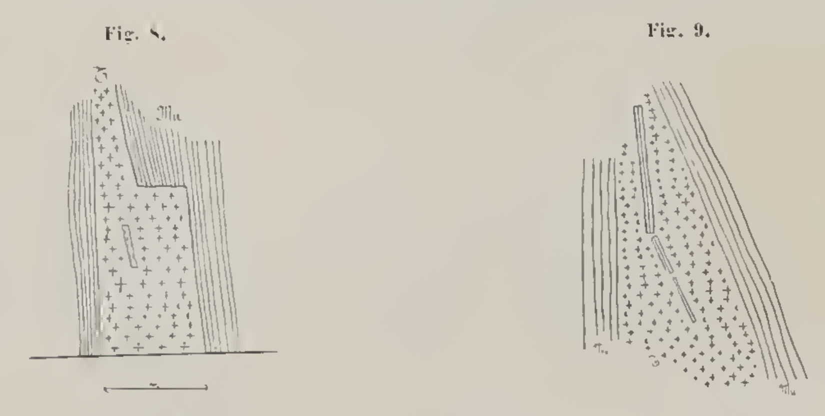
Erst Moräne, dann ganz kleiner Aufschluß in schwarzen tonigen, beziehungsweise kohligen marmorartigen Schichten mit N 40 O-Streichen und vertikaler Stellung. Offenbar oberer Muschelkalk. Gleich darauf viele Aufschlüsse in unterem Muschelkalk mit N 55 O-Streichen und steilem N Fallen. Darin wieder ein Porphyritgang, 3 *dm* mächtig, N-streichend, saiger. (02, XIII. 3.) Bei „Clefe Cornelle" feinkörniger Tonalit, gleich dahinter wieder dünnschichtiger Muschelkalk mit N 40 O-Streichen bei fast senkrechter Stellung, aber doch noch erkennbarer Neigung nach NW. Es ist feinkörniger hellgrauer Marmor mit makroskopisch dicht erscheinenden Zwischenlagen. Darin bei Val Negra ein den Schichten ungefähr paralleler Gang von feinkörnigem Glimmertonalit, eigentlich Quarzglimmerdiorit. Er verbreitert sich an einer Stelle seitlich und schneidet dort die Schichten ab. In den gewaltigen Felsen von unterem Muschelkalk sah ich 1902 einen vielleicht mit diesem identischen Gang von Tonalit, der in der Skizze Fig. 8 wiedergegeben ist.

[1]) Über dessen Herkunft vergl. pag. 43.

[2]) Vergl. oben *a* und Abschnitt III. 11.

[3]) Das einemal war ich von einem Forstgehilfen begleitet und erfuhr dadurch alle die im Text mitgeteilten Lokalnamen. Es war mir aber nicht möglich, die Angaben der beiden Tagebücher über die Örtlichkeiten sämtlich genau zu identifizieren. Es wäre also möglich, daß die Reihenfolge der Beobachtungen nicht immer stimmt

1895 zeichnete ich auf demselben Wege einen sehr ähnlichen Tonalitgang im Muschelkalk, der in der Figur 9 abgebildet ist. Ich weiß nicht, ob es sich nicht vielleicht in beiden Fällen um denselben Aufschluß in verschiedenem Abwitterungzustande handelt. Wie dies aber auch sei, jedenfalls zeigen beide Figuren in sehr charakteristischer Weise, wie sich der Tonalit in den Muschelkalk hineingezwängt hat und dabei zwar im allgemeinen den Schichtfugen parallel eingedrungen ist, aber doch an einzelnen Stellen die Schichten abschneidet, kleinere Schollen aus dem Zusammenhange löst und verflößt. Um so interessanter ist es, daß an diesen Stellen keine Spur von Resorptionserscheinungen wahrzunehmen ist. Das Korn des Ganges der Fig. 8 ist fein: Hornblende ist in dem Gestein makroskopisch ganz und gar nicht wahrzunehmen. Es ist ein typischer Quarzglimmerdiorit, wie ich ihn schon 1890 von der Val Moja bei Edolo, Riva ihn (1896, II.) von Rino beschrieben hat. Von dem Gang der Figur 9 aber habe ich notiert, daß der umschließende Muschelkalk aus Marmor mit dichten Silikatlagen besteht, der Gang aber keine Hornblende, sondern nur schwarzen Glimmer enthält. Bei einer Resorption würde man natürlich eine Vermehrung oder ein



Tonalitgänge im metamorphen Muschelkalke des linken Pallobia-Ufers.

Neuauftreten von kalkreichen Silikaten im Tonalit erwarten müssen. Das Streichen des Muschelkalkes in beiden Figuren ist NO, das Fallen steil NW.

Weiter gegen den zusammenhängenden Tonalit hin beginnt nun der Muschelkalk immer gröber kristallin zu werden. Hellgrauer Marmor mit dichten Silikatlagen und weißer Marmor mit wohlkristallisierten, zum Teil mehr als 1 *cm* im Durchmesser haltenden Silikaten (Vesuvian, Epidot, Granat, mitunter in schönen Perimorphosen um Kalk herum) wechsellagern; doch herrscht der weiße Marmor gegen den Tonalit hin mehr vor; der graue mit den dichten Silikatlagen verschwindet schließlich ganz. Wahrscheinlich ist das frühere Auftreten des weißen Kristallmarmors auf Tonalitapophysen zurückzuführen, die in ähnlicher Weise wie die bereits beschriebenen und zum Teil abgebildeten in lagergangähnlichen, stellenweise mächtigen Massen den Kalk durchsetzen. Das Streichen des Kalkes wie der Apophysen ist andauernd etwa N 55 O bei steilem NW-Fallen. Der Typus des Sedimentes zeigt, daß überall unterer Muschelkalk vorliegt. An einer Stelle sammelte ich Chabasit im zersetzten Tonalit. Das letzte Stück des Weges ist schwer zu finden und nur Schwindelfreien zugänglich. Es führt in gleicher Höhe entlang und noch in ziemlichem Abstand von der Brücke in den Tonalit hinein. Dieser ist hornblendereich, stellenweise fast biotitfrei, ziemlich feinkörnig. Ganz kurz vor der Brücke und der dort wieder angeschnittenen Grenze des zusammenhängenden Muschelkalkgebietes umschließt er eine NNO streichende, steilstehende Muschelkalk-

scholle. Wenige Schritte oberhalb der Brücke steht ein dünnschichtiger knötchenreicher Silikathornfels vom Typus der metamorphen Wengener Schichten mit N 70 O-Streichen und sehr steilem N-Fallen an. Gleich darauf aber folgt im Streichen desselben Aufschlusses typischer unterer Muschelkalk. Da nun auch auf dem anderen Ufer, wie schon beschrieben, zunächst nur Schichten vom Typus des unteren Muschelkalkes folgen, so handelt es sich offenbar nur um ein absonderliches Umwandlungsprodukt einer tonigen Zwischenlage dieses letzteren.

Von diesen Aufschlüssen führt der Weg über Moränen weiter bis zum Bache des oberen Pallobiatales. Von dort steigt man leicht zu den Sennhütten von Piazze empor und befindet sich dort schon wieder mitten im Tonalitgebiete auf einer welligen Terrasse, auf der große, aus der Vegetation hervorragende Tonalitblöcke wohl Moränenbedeckung andeuten.

II. B. 3. Oberer Weg des linken, südlichen Pallobia-Ufers.

(Von Niardo aus über Nigula.)

Von Niardo aus führt der bereits auf pag. 44 u. 45 beschriebene Weg unterhalb S. Giorgio auf das andere Ufer der Val di Cobello zu den dort anstehenden, steil SO fallenden metamorphen Kalken. Hält man sich nun mehr links als auf der Wanderung Niardo—Case di Nese—Mignone, so gelangt man schräg am Hange entlang auf die Diluvialterrasse von Nigula. Unmittelbar hinter den ersten Aufschlüssen auf dem rechten Cobello-Ufer folgen, konkordant mit den schwarzen Kalken, hellere, ziemlich dicke Breccienbänke, die dünnschichtige tonige Kalke als Fragmente enthalten. Sie sind den Breccienbänken der Raibler Schichten auf dem rechten Oglioufer bei Breno täuschend ähnlich und nicht zu verwechseln mit der gleich darauf anstehenden, verfestigten und etwas gebankten Diluvialmoräne. Von da weiter am Hange entlang auf den 550 *m* hohen Terrassenvorsprung, unmittelbar nördlich von Val Cobello. Er entspricht offenbar der Terrasse von Nigula, wenn er auch etwas niedriger ist. Bei der Wegteilung nicht, wie auf der Wanderung nach Mignone rechts, sondern links am Hange entlang. Dort Aufschlüsse in etwas marmorisierten, zum Teil dipyrführenden Kalken, dann nach Nigula, wo die schon pag. 47 besprochenen Aufschlüsse sind, und jetzt auf dem höheren Weg entlang. Der an der Ecke anstehende Muschelkalk läßt sich noch etwas weiter verfolgen. Er streicht N 85 W und steht ungefähr vertikal. Sehr bald folgen aber wieder Aufschlüsse in echtem, wenn auch metamorphem unterem Muschelkalk. In diesem eine nur 1 *dm* breite Hornblendetonalitader und gleich darauf größere zusammenhängende Aufschlüsse von Tonalit, der bis zu der Wegteilung nach Servile reicht. Der Muschelkalk führt bei dem kleinen Gang und auch noch etwas dahinter Granaten. Später aber stellt sich wieder nur leicht metamorpher, keine makroskopisch erkennbaren Silikatkristalle führender unterer Muschelkalk ein. Darauf folgt Marmor mit prachtvollen Vesuviankristallen. Das Streichen war vorher stellenweise N 20 O, jetzt wieder N 50 O bei steilem NW-Fallen. Es beginnt nun ein fortwährender Wechsel von Hornblendetonalit und Muschelkalk, wobei der letztere oft reich an schön kristallisiertem Vesuvian und Granat ist, letzterer zum Teil in Perimorphosen um Kalzit. Im großen und ganzen aber herrscht der Tonalit vor und bildet schließlich vor Piazze allein das Terrain. Die Runse, die weiter unten am schon beschriebenen unteren Wege eine Muschelkalkscholle mitten im Tonalit zeigt, besteht hier oben vollständig aus Tonalit. Erst ganz kurz vor Piazze steht noch einmal am Wege unterer Muschelkalk mit N 52 O-Streichen und sehr steilem N-Fallen im Tonalit an.

Von Einzelbeobachtungen, die ich auf dieser viermal durchgeführten Wanderung machte, seien noch folgende hervorgehoben. Der Muschelkalk zeigt trotz des deutlichen Vorherrschens des

NW-Fallens doch im einzelnen oft sehr starke Zickzackfaltung. Die Tonalitapophysen haben zum Teil die Hornblende in dünnen Nadeln entwickelt, so daß ein eigentümlicher Typus entsteht, der sich weit von dem normalen Habitus entfernt und als Nadeltonalit bezeichnet werden soll. Neben den aus normalem, hornblendereichem Tonalit bestehenden Apophysen kommen auch hier, wie auf dem unteren Wege, gelegentlich hornblendefreie Varietäten vor. So sah ich an einer Stelle (beim Doss' Michele) im grauen, durch dichte Silikatlagen gebänderten Muschelkalkmarmor einen 1 *m* mächtigen hornblendefreien und glimmerarmen „Tonalit"-Gang, der die unmittelbar am Kontakt stark gebogenen Schichten schräg abschneidet. Der Tonalit enthält übrigens gelegentlich Pegmatitadern.

Bei „Prealada" sah ich auch Querspalten im Marmor von hellfarbigem, leicht rötlichgelbem Grossular erfüllt, der zum Teil Perimorphosen um Kalzit bildet. Im übrigen zeigen die in den Marmor eingewachsenen Granaten meist ein helles Bräunlichgelb, dem gewöhnlich Rot mehr oder weniger beigemischt ist, so daß man diese Varietät als Hessonit bezeichnen wird. Mitunter bringt aber ein leichter Stich ins Grünliche eine besondere Nuance hervor.

II. B. 4. Zusammenfassung der Beobachtungen in der Val Pallobia.

Die Tonalitgrenze weist auf dem S-Ufer des Pallobiatales einen selbst in der Adamellogruppe ungewöhnlichen Grad der Verzahnung von Tiefengestein und Sediment auf. In die NO—ONO streichenden, steil NW, und zwar vom Tonalit abfallenden Schichten des unteren Muschelkalkes sind zahlreiche, meist lagergangartige Apophysen des Tonalits gedrungen. Sie erzeugen den typischen „cedar-tree"-Bau der Intrusivmasse, wie er im allgemeinen Teil näher besprochen werden wird. Umgekehrt haben sich im Tonalitgebiete wie in den Gängen eine große Anzahl von Schollen des Sediments nachweisen lassen. Die Mächtigkeit der Tonalitgänge variiert von etwa 1 *dm* bis zu mehr als hundert Metern. Ihrer petrographischen Beschaffenheit nach variieren sie von sehr hornblendereichen Varietäten, Quarzhornblendedioriten von zum Teil normalem, zum Teil feinem Korn, mit gelegentlich nadelartiger Entwicklung der Hornblenden bis zu hornblendefreien, ja mitunter selbst biotitarmen Varietäten von feinem Korn. Resorptionserscheinungen sind an keinem der mir bekannten Gänge nachweisbar. Pegmatitische und aplitische Gänge des Tonalits im Muschelkalk tragen den gewöhnlichen sauren Charakter. Sehr bemerkenswerter Weise haben die vom Tonalit umschlossenen Muschelkalkschollen im allgemeinen dasselbe Streichen und Fallen wie der zusammenhängende Muschelkalkkomplex. Das deutet darauf, daß die im Anschnitt scheinbar im Tonalit schwimmenden Schollen in Wirklichkeit vor oder hinter der Schnittebene mit dem Sedimentkomplex verbunden waren oder noch sind. Anderseits kam es aber auch gelegentlich zu völliger Ablösung einzelner Schollen, wobei sich dann natürlich auch die geologischen Richtungen änderten. Man vergl. zum Beispiel die Figur 9. In anderen Fällen (Fig. 8 an dem Haken) muß das abgelöste Stück eine beträchtliche Ortsveränderung durchgemacht haben. Es ist anscheinend spurlos verschwunden, in Wirklichkeit offenbar in der Tiefe versunken, wobei es naheliegt zu denken, daß dort bei entsprechend hoher Temperatur und günstiger chemischer Beschaffenheit des Magmas nun doch noch eine Resorption stattfinden konnte.

Der vielfache Wechsel von Tonalitgängen und Muschelkalk erklärt nun auch die Erscheinung, daß der letztere beim Wege taleinwärts auf dem linken Ufer den Grad der Metamorphose mehrfach im umgekehrten Sinne ändert, daß stellenweise auf hochmetamorphe Silikatkristall-Marmorlagen gegen das zusammenhängende Tonalitgebiet hin wieder mindermetamorphe Schichten desselben Sedimentes folgen.

Es war nicht möglich, den außerordentlich komplizierten Bau des südlichen Pallobia-Ufers in dem Maßstab der Karte mehr als schematisch zum Ausdruck zu bringen. Ja, selbst in dem Maßstab meiner Originaleintragungen, in 1:25.000, ließ sich der fortwährende Wechsel von Tonalit und Muschelkalk, wie ihn namentlich der obere Weg aufweist, nur schematisch darstellen.

Der Umstand, daß die Metamorphose der Sedimente auf dem oberen Wege des linken Ufers am stärksten ausgeprägt erscheint, daß auch die Zahl der Gänge dort am größten ist und daß das rechte Ufer nur schwache Metamorphose und wenig Tonalitgänge aufweist, deutet übrigens an, daß die Kontaktfläche des Tonalits ziemlich steil, wenn auch wohl gleichfalls noch etwas im Sinne des Schichtfallens, nämlich nach NW einfällt.

Über die Tektonik des Muschelkalkgebietes der Val Pallobia habe ich mich schon auf pag. 45 ausgesprochen.

III. Nordflügel der grossen Camonicasynklinale von Val Pallobia bis Val Saviore und Lago d'Arno (Trias, Perm. kristalline Schiefer).

III. 1. Cedegolo—Grevo—Monastero di Capo di Ponte [1].

(Vergl. *G.* Blatt Capo di Ponte von *J* 25 und *A*.)

Diese 1895 durchgeführte Wanderung zeigt den untersten Teil des Südflügels der großen Antiklinale der oberen Val Camonica, also des Nordflügels der Badilesynklinale, und gibt Aufschluß über die Auflagerung des Perms auf die kristallinen Schiefer.

Cedegolo selbst liegt in dem schluchtartig verengten Ogliotal auf dem linken Ufer, zu beiden Seiten des gleichfalls tief eingeschnittenen Pogliabaches. Beide Schluchten sind zweifellos post- oder zum Teil subglazialer Entstehung. Im Orte selbst sind an der Straße eine ganze Anzahl von Aufschlüssen der Rendenaschiefer entblößt. Es sind hauptsächlich Gneise von feinem Korn, meistens durch deutlich individualisierte Biotitblättchen ausgezeichnet. Daneben treten aber noch andere typische Gesteine des Rendenaschieferkomplexes, zum Teil von phyllitartigem Gepräge auf. Ich maß im Orte nördlich der Pogliabrücke einmal OW-Streichen, mittel S-Fallen, meist N 80 O-Streichen bei mittlerem bis steilerem S-Fallen, südlich der Brücke N 75 O—N 85 W-Streichen und mittel S-Fallen. Auf dem Wege nach Grevo halten zunächst dieselben Gesteine mit N 70—90 O-Streichen und mittlerem S-Fallen an. Noch ziemlich weit unter Grevo, aber hoch über dem Schluchtniveau sah ich einen Gletscherschliff mit talauswärts ansteigenden Schrammen. Hinter Grevo treten die typischen Rendenagesteine zurück; und der von mir begangene Weg führt in die überlagernden, aber vollständig konkordanten Edoloschiefer hinein. Nach meinen Aufzeichnungen herrschen gewöhnliche und Quarzlagenphyllite mit Einlagerungen von Biotit- und Granatphylliten vor. Das Streichen ist stets ungefähr N 80 O, das Fallen mittel S, wesentlich steiler als das der oben am Berge auf den Schiefern auflagernden Permschichten. Vom Wege sieht man prachtvoll die umstehend profiliert gezeichnete, allerdings perspektivisch verzerrte Ansicht des Pizzo Garzeto auf dem rechten Oglio-Ufer.

Die Diskordanz zwischen Perm und Grundgebirge ist evident. Während man an Ort und Stelle die Neigung der dickbankigen Sandsteine und Grauwacken sowie der transversal geschieferten Tonschiefer gar nicht beurteilen kann, sieht man aus der Entfernung auf das deutlichste den Verlauf der Schichtfugen. 15 Minuten hinter Grevo setzt in den N 80 O streichenden, mittel S fallenden

[1] Nicht auf *G* eingetragen, etwas nördlich von Capo di Ponte auf dem östlichen Talgehänge.

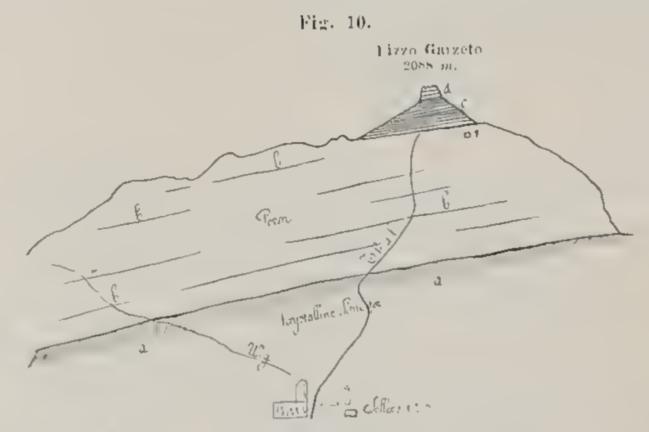
7*

Phylliten ein etwa 70 *cm* mächtiger Porphyritgang mit N 25—30 W-Streichen und mittel W-Fallen auf, keilt sich aber nach S sofort aus. (95, XXII. 2.)

Noch nicht 100 Schritte weiter ein neuer, gleichfalls wenig mehr als $^1/_2$ *m* breiter Hornblendeporphyritgang mit N 53 O-Streichen und 52° S-Fallen. Er schneidet die Schiefer unter spitzem Winkel. (95, XXII. 3.)

20 Minuten weiter ein dritter, etwa 2 *m* breiter Gang mit ungefähr NO-Streichen, in anscheinend steiler Stellung. Er ist in der Mitte arm an Einsprenglingen, gegen die Salbänder hin

Fig. 10.



Profilierte Ansicht des Pizzo Garzeto, vom Wege von Grevo nach Paspardo.

a = mittel bis steil S-fallende kristallinische Schiefer. *b* = Perm, flach S-fallend. *c* = Werfener Schichten. *d* = Eltodolomit 1 = Malga Garzeto. (Starke perspektivische Verkürzung des oberen Teiles.)

reich daran, besonders an Quarz. (95. XXII. 4.) Diese drei Gänge sind von Riva (1896, I., pag. 191) auf Grund meines Materials beschrieben worden. Zwei wurden von ihm als Hornblendeporphyrite bezeichnet; der dritte war zu zersetzt, als daß er genauer hätte bestimmt werden können.

Auf der Zwischenstrecke treten in den Schiefern auffällig viel Biotitgesteine auf[1]); hinter der Chiesa della Deria sah ich wiederholt Granatphyllite. Das Streichen bleibt bis zum Perm stets annähernd OW, das Fallen mittel bis steil, stellenweise über 60°. Genau an der Stelle, wo der am Monastero vorbeiführende Weg den Talboden erreicht, stehen die ersten feinkörnigen Sandsteine des Perms an.

III. 2. Cedegolo—Sellero—Gehängeweg—Capo di Ponte.

(Vergl. *G*, *A* und Capo di Ponte von *J* 25. 1894 begangen.)

Von der Ogliobrücke südlich Cedegolo bis in den Ort Sellero hinein zahlreiche Aufschlüsse in kristallinen Schiefern, zuerst unzweifelhaft zu den Rendenaschiefern gehörig, später aber auch so zahlreiche phyllitische Typen, daß ich sie auf der Karte zu den Edoloschiefern gestellt habe. Das Streichen schwankt um die OW-Linie herum (N 65 W, N 80 O, N 60 W, N 78 O, wiederholt OW, N 80 W, N 75 O), bei mittlerem bis steilem S-Fallen. Außerhalb der letzten Häuser von Sellero scheint bereits grobkörniger Sandstein des Perms anzustehen, in dem ich indessen ebenso-

[1]) Ich habe damals kein Material aus den Schiefern südlich von Grevo mitgebracht und kann es nicht ausschließen, daß diese Gesteine zum Teil besser als Glimmerschiefer zu bezeichnen wären.

wenig wie bei den folgenden Permaufschlüssen an Ort und Stelle das Streichen feststellen konnte, obwohl sich aus der Betrachtung vom anderen Talgehänge[1]) flaches S-Fallen für das ganze Permsystem deutlich ergibt. Dann fehlen eine Zeitlang die Aufschlüsse; doch liegen stets Trümmer von Sandstein und normalen, nicht deformierten Breccien vom Typus derer von Malonno, an einer Stelle beinahe bergsturzartig gehäuft herum. Es folgen, allerdings nur auf eine Strecke von 20 bis 30 *m*, anstehende Edoloschiefer mit N 80 O-Streichen und steilem S-Fallen, dann aber sofort wieder Grauwacken, Sandsteine und Quarzite, schließlich auch Tonschiefer. Diese letzteren besitzen eine ganz steil N fallende, N 65 O streichende Transversalschieferung. Die permischen Gesteine werden, wie aus der Karte ersichtlich, von neuem auf eine ziemliche Strecke von Edoloschiefern abgelöst. Diese sind stark gefältelt, fallen aber der Hauptsache nach wieder steil nach S ein, bei N 60—80 W-Streichen. In ihnen setzt ein N 65 O streichender, saigerer, $1\frac{1}{2}$—2 *m* breiter, sehr zersetzter Porphyritgang auf. (94, VI. 10.) Es ist das der von Riva (1896, I., pag. 222) auf Grund meines Materials beschriebene Gang.

An einem Hause, nicht weit von der Stelle wo der Weg die Landstraße erreicht, noch nördlich des Ponte S. Rocco, tritt man in das zusammenhängende Permgebiet von Capo di Ponte ein.

Nicht anstehend fand ich in dem letzten Phyllitgebiete ein Stück Grauwacke mit einem Harnisch, der von einem 2 *mm* dicken Eisenglanzgang bedeckt ist. Der Eisenglanz ist selbst auch noch von Rutschstreifen durchzogen, die in der Richtung der Harnischstreifen verlängert sind.

Die Darstellung der geologischen Karte beruht auf diesen Beobachtungen. Es ist aber meine Pflicht, hervorzuheben, daß zwischen ihnen und der auf pag. 52 wiedergegebenen „profilierten Ansicht" des Pizzo Garzeto (Fig. 10) vom Wege von Grevo nach Paspardo möglicherweise ein Widerspruch besteht. Nach der letzteren, ein Jahr später gezeichneten Abbildung sollte nämlich die Permgrenze wesentlich höher als Sellero liegen. Im zweiten Teile der Arbeit, bei der Besprechung des Perms, ist das Auftreten der kristallinen Schiefer zwischen den Permaufschlüssen in Übereinstimmung mit den Beobachtungen bei Garda und Malonno als Aufragen von Klippen der Abrasionsfläche gedeutet worden. Es ist aber immerhin mit der Möglichkeit zu rechnen, daß die ersten „Permaufschlüsse" südlich von Sellero vielleicht auf Bergstürzen beruhen könnten. Eine Nachprüfung an Ort und Stelle konnte ich nicht mehr vornehmen.

III. 3. Landstraße im Tale von Cedegolo bis Breno.

(Vergl. *G. A.* Capo di Ponte, Niardo, Breno von *J* 25.)

Hinter der Ogliobrücke, südlich von Cedegolo, halten geraume Zeit lang die Aufschlüsse der kristallinen Schiefer an der Straße an. Sie zeigen stets mehr oder minder steiles S-Fallen bei Streichrichtungen, die um die OW-Linie herumschwanken. Zuerst herrschen feinkörnige Gneise vor. Dann tritt der Feldspat zurück und phyllitische bis glimmerschieferartige Typen überwiegen. Dann tritt die Straße in eine breite Alluvialebene des Oglio ein, die vielleicht ein altes diluviales Seebecken verhüllt. Noch vor dem „20 Kilometerstein" tritt sie aber wieder an das westliche Steilgehänge heran und zeigt dort Aufschlüsse in Edoloschiefern, die durch zahlreiche Quarzlagen ausgezeichnet und trotz kompliziertester Fältelung, im großen noch immer das charakteristische, meist steile S-Fallen besitzen. Noch bevor der in III. 2. beschriebene Selleroweg den Talboden erreicht,

[1]) Vergl. Fig. 10 und pag. 51; vergl. auch unten.

stehen schon permische Grauwacken an. Südlich der Brücke von San Rocco fallen sie auf dem rechten Oglioufer mit etwa 30—40° in ungefähr südwestlicher Richtung ein.

Südlich Capo di Ponte erreicht die Straße sehr bald wieder an der sogenannten „Zurla" das östliche Steilgehänge und ist dort in eine kolossale, bis an das Straßenniveau, ja wohl noch bis unter die Oglioalluvionen großartig glazial geglättete und geschrammte Felswand eingeschnitten. Sie besteht aus Grauwacken und Sandsteinen, die am N-Ende der Wand in riesenhaften, von einem alten Bergsturz herrührenden Blöcken aufgehäuft liegen.

Gegenüber auf dem rechten Oglioufer liegt der Schuttkegel von Cerveno, der größte und regelmäßigste Schuttkegel des ganzen camunischen Tales. Er dehnt sich von Capo di Ponte im Norden bis fast nach Losine im Süden aus, also über eine Strecke von fast 5 *km*. Sein Material entstammt den hohen steilen Felswänden des Concarena, des schönsten Berges der Val Camonica. Cozzaglio[1]) hat ihm eine eingehende Beschreibung gewidmet und kommt zu dem Ergebnis, daß der Kegel sich beim Rückzug der Vergletscherung im wesentlichen durch plötzliches Zusammenbrechen des vorderen Teiles des Berges gebildet habe. Ich möchte demgegenüber hervorheben, daß mir die ungemein regelmäßige Form der Kegeloberfläche doch eine langsame Bildung durch die dem Berg entströmenden Bäche zu beweisen scheint. Ich will aber gewiß nicht verkennen, daß bei der ersten Anlage des heutigen Kegels, also bei der Aufhäufung seiner untersten, heute dem Auge entzogenen Materialien Ereignisse, wie sie Cozzaglio schildert und wahrscheinlich macht, eine größere Rolle gespielt haben, als man vor dem Erscheinen von Cozzaglio's hübscher Schrift anzunehmen geneigt war. Er hat jedenfalls darin recht, daß nach jedem Rückzuge der diluvialen Gletscher Bergstürze an zahlreichen Punkten der Alpen eingetreten sein müssen, weil die Gletschertrogbildung in vielen Gesteinen Gehänge von übertriebener Steilheit erzeugte. Der Oglio hat übrigens jetzt den Vorderrand des Cervenohügels schon wieder energisch erodiert, so daß dieser gegen den Fluß hin zum Teil in imponierenden steilen Wänden abbricht.

Zwischen der Zurla und Breno fehlen Aufschlüsse in prädiluvialen Bildungen. Kurz vor Breno steigt die Straße langsam auf den Schuttkegel des Tälchens von Pillo hinauf, verläßt das Ogliotal und geht in die schon auf pag. 26 beschriebene und erklärte Schlucht südlich des Burgberges von Breno hinein.

III. 4. Capo di Ponte—Paspardo—Passo della Porta—Lago d'Arno.

(Vergl. *G, A* und Capo di Ponte von *J* 25.)

Ein schmaler Weg führt nördlich der zwischen Paspardo und Cimbergo eingenagten Schlucht in die Höhe nach Paspardo. Er bleibt von dem etwa 410 *m* hohen Fuße des Gehänges bis zur 970 *m* hoch gelegenen Kirche des Ortes ganz in wunderbar glazial abgeschliffenem Perm, das hier, wie im allgemeinen Teile der Arbeit besprochen, ungewöhnlich mächtig ist. Die vorherrschenden Gesteine sind sehr kompakte, feste, massige, kaum jemals im kleinen geschichtet erscheinende Sandsteine und Grauwacken. Untergeordnet treten violettgraue Tonschiefer auf. Doch sah ich diese bei dem Anstieg nicht in zusammenhängenden Schichten, sondern nur in Brocken oder Fetzen in den Sandstein eingestreut, genau entsprechend den „Tongallen" des deutschen Buntsandsteines. An vielen Stellen treten in den festen Bänken rundliche Knollen, meist stark verwittert und dann limonitreich auf. Ich glaube, daß sie ursprünglich Kalkkonkretionen im Sande darstellten wie die Kugeln des deutschen Buntsandsteines. Auch sonst ist der Sandstein vielfach reich an Limonitflecken.

[1]) 1893. pag. 4 und 5 des Sonderabdruckes.

Was die Schichtung der permischen Gesteine betrifft, so ist sie auch hier aus der Nähe nur ganz selten erkennbar. Vielfach beobachtete ich statt dessen eine feine N 10 O streichende, 70° W fallende Pseudoschichtung, die nur als Plattung zu deuten ist. Der wirklichen Schichtung entsprechen wohl große, beim Anstieg mehrfach beobachtete Fugen, die N 65—70 W streichen und mit 20—30°, nicht sehr weit unter Paspardo auch einmal mit 40°, nach S fallen. Paspardo steht schon auf Werfener Schichten. Ich maß[1]) N 70 W-Streichen bei 48° S-Fallen.

Der damals (1894) gewählte Weg führte mich am N-Ufer des Zumellatales entlang zu den Baite Zumella. Von dort stieg ich im Fopassatale (Karte *J* 25) bis zum Tonalit und durch die Valle di Nicola (*J* 25), westlich des Buchstabens P. in „P. della" (Porta), zur Paßhöhe (2262 *m*) empor. Hinter Paspardo folgen mehrere Aufschlüsse in Werfener Schichten, einmal mit N 12 W-Streichen und 55° W-Fallen, dann stets mit N 50—60 W-Streichen und südwestlichem Fallen. Es sind dünnschichtige, meist grau gefärbte, seltener weiße, sehr feinkörnige oder makroskopisch dichte Kalkschiefer, die grauen zum Teil mit schlechten Molluskenresten. Sie brausen nicht sehr stark mit Salzsäure. Die vereinzelten weißen Bänke verdanken ihre Farbe beginnender Marmorisierung durch die Kontaktmetamorphose des hier wenigstens 1600 *m* entfernten Tonalites. Mitten in den Werfener Schichten setzt nicht sehr weit von dem Orte ein N 20 W streichender, anscheinend fast saigerer, sehr verwitterter Gang von Porphyrit auf. (94, VII. 2.) Riva (1896, I., 222) untersuchte mein Material davon.

Von der Stelle an, wo der Weg das eigentliche Zumellatal erreicht, ist das anstehende Gestein fast überall von mächtigen Grundmoränenmassen des Ogliogletschers verdeckt. Nur an einer Stelle sah ich unter ihr noch stark zersetzte gelbbraune Schiefer mit N 50 W-Streichen und SW-Fallen heraustreten. Es fehlen nun geraume Zeit alle Aufschlüsse prädiluvialer Bildungen. Zahllose Bruchstücke von Marmor mit und ohne Silikatlagen liegen umher. Der erste schon sehr hoch gelegene Aufschluß östlich der Baite Zumella besteht aus N 20 O streichendem und 20—30° O, also unter den Tonalit fallendem Marmor mit Silikatlagen, wohl noch zum Muschelkalk gehörig. Im Fopassatale fand ich zahlreiche zum Teil wollastonitführende Blöcke von typischen kontaktmetamorphen Reitzischichten und rechts am Hange einen größeren Aufschluß von N 55 O streichenden, mittel S fallenden und natürlich gleichfalls hochmetamorphen Wengener Schichten. Sie bestehen aus abwechselnden Lagen von grauem Marmor mit kleinen Silikatkristallen und gelb verwitternden ebenflächigen, dichten Silikatlagen. Durch die bunten Farben fällt der Aufschluß schon von weitem auf. Unmittelbar am Kontakt des Tonalites streicht die Trias N 55 O und fällt mit mittlerer Neigung nach S ein.

In der Valle di Nicola aufsteigend fand ich bis zum Passe und ebenso auf der anderen Seite beim Abstieg zum See fast nur Tonalit. Doch treten auf der Seeseite Gänge von Porphyriten in diesem auf. Ich fand zuerst Bruchstücke eines offenbar sehr schmalen Ganges. (94, VII. 4.)

Wenig unter diesem Fundort steht ein etwa 2—3 *dm* mächtiger, N 40 O streichender verwitterter Gang an. (94, VII. 5.) Diese beiden Vorkommnisse wurden von Riva (1896, I., 183) auf Grund meines Materials beschrieben und als Quarzhornblendeporphyrit bezeichnet. Er gibt aus Versehen an, daß der zweite Gang „2—3 *m*" mächtig sei. Es muß heißen „*dm*".

Endlich traf ich unten am Südufer des Sees, auf dem Wege zum Westende, wohl unterhalb der Stelle, wo oben die beiden anderen gefunden waren, viele lose Blöcke von Porphyrit.

[1]) Wohl an der Kirche.

(94, VII. 6.) Dies Vorkommnis überließ ich gleichfalls Riva zur Untersuchung. Es wird von ihm in der Tabelle auf pag. 225 als Dioritporphyrit erwähnt, aber im Text meines Wissens nicht beschrieben.

III. 5. Von Paspardo um den N-Hang des M. Colombè herum zum Lago d'Arno.

Dieser Hauptverbindungsweg zwischen Paspardo und dem Lago d'Arno führt zunächst in nördlicher Richtung nach den Baite Salina. Am Wege stehen zuerst Werfener Schichten an, zum Teil mit schlecht erhaltenen Muschelresten. Das Streichen und Fallen ändert sich allmählich. Ich notierte der Reihe nach: N 64 W bei 60° S-Fallen, N 40 W mit SW-Fallen, N 45 W, N 25 W, N 12 W, N—S bei stets steilem W-Fallen. Zwischen Cadinoclo und Flesso streichen die Schiefer und Mergel direkt auf das Perm des Punktes 1318 *m* (*J* 25) zu und werden von diesem durch die auf der geologischen Karte eingetragene Verwerfung getrennt. Von nun an geht der Weg einige Zeit lang im Perm entlang. Es besteht aus undeutlich geschichteten Tonschiefern und grobbankigen Sandsteinen. In diesen maß ich bei Salina N 30 W-Streichen bei etwa 30—35° SW-Fallen und etwas hinter Salina N 50 W-Streichen bei schwachem SW-Fallen. Die violettgrauen Tonschiefer scheinen andere Richtungen zu haben; doch beruht das jedenfalls auf Transversalschieferung. Hinter dem Punkt 1358 *m* (*J* 25) steht noch eine kurze Zeitlang Sandstein an; dann bildet er nur noch große Schutthalden und am sogenannten „Doss' della testa" beginnen granatführende Quarzlagenphyllite. Sie bilden die diskordante Unterlage des Perms, sind stark gefaltet und gefältelt, haben aber im großen und ganzen OW-Streichen bei etwa 30° S-Fallen. Die Phyllite halten dann lange Zeit hindurch an und behalten das gleiche Streichen; das Fallen aber steigt oft bis zu 50 und 60°. Kurz hinter den Bächen von Sessola fehlen einige Zeit lang die Aufschlüsse; dahinter stehen bereits Phyllithornfelse, reich an Kordierit und zum Teil auch Andalusit an. Das Streichen hat sich etwas gedreht. Es ist vorherrschend N 70 W bei mittlerem S-Fallen. Unmittelbar hinter der Malga del Coppo[1]) maß ich dagegen N 85 O bei etwa 30° S-Fallen, weiterhin mehrmals N 80 bis 90 W bei 30° S-Fallen. Nicht sehr weit hinter der Malga durchsetzt ein mächtiger Gang feinkörnigen Tonalites die Phyllithornfelse. Wie wir auf der Wanderung über den Passo della Basse sehen werden, liegen alle diese Aufschlüsse schon dicht unter dem Perm. So kommt es, daß wir beim Weitergehen nun bald die auflagernden, hier allerdings gleichfalls hochgradig umgewandelten permischen Tonschiefer und Sandsteine erreichen. Die allerersten Aufschlüsse gehören den Tonschiefern an, dann folgen Quarzite, die offenbar aus Sandsteinen hervorgegangen sind. Sie streichen gleichfalls ungefähr O—W und fallen mit 40—45° nach S ein. Die Diskordanz zwischen Perm und Grundgebirge kommt an dieser Stelle fast nur dadurch zum Ausdruck, daß die Schiefer des letzteren, soweit sie nicht durch die Metamorphose ihre Schieferung verloren haben, starke Fältelung besitzen, die ersteren nicht. Ich habe diesen Weg schon 1897[2]) genau beschrieben und dort auch das nachstehende nur der Vollständigkeit halber reproduzierte kleine Profil abgebildet, das sehr deutlich zeigt, wie innerhalb des Perms trotz der Metamorphose noch drei primär verschiedene Sedimentarten unterscheidbar sind.

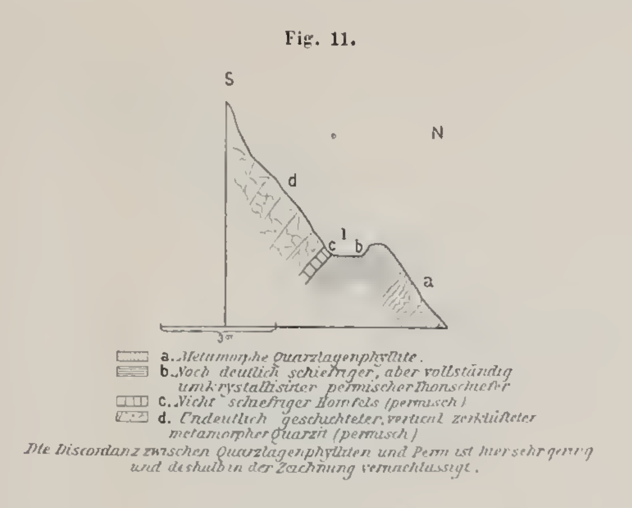
„Die quarzitischen Gesteine sind ähnlich wie der Tonalit vertikal zerklüftet und daher aus der Ferne gar nicht oder doch nur schwer von diesem unterscheidbar. Die Mannigfaltigkeit der

[1]) Jetzt völlig zerstört.

[2]) Tschermaks Mitteilungen, Bd. 17, pag. 161—162, Fig. 6 (Profil V). Für die freundliche Überlassung dieses und einiger anderer Kliches meiner Arbeit spreche ich dem Verleger, Herrn Hofbuchhändler Hölder, besten Dank aus.

permischen Kontaktgebilde ist sehr groß . . ." „Echte Hornfelse wechsellagern mit zum Teil noch deutlich klastischen Gesteinen" [1]). Der Weg führt gleich hinter dem abgebildeten Profil über zwei spitze Felsköpfe, die „Due fratelli", hinweg. „Dicht hinter diesen geht eine steile Runse in die Höhe, in der mein Freund Dr. Riva bei einem gemeinsamen Besuche des Sees ein Stück hinaufstieg. Er fand bis zu einer Höhe von ungefähr 150 *m* noch immer metamorphes Perm." „Die Gerölle der Runse bestehen, soweit ich mich erinnere, nur aus metamorphen Permgesteinen und Tonalit, so daß anzunehmen ist, daß an dieser Stelle das Perm direkt vom Tonalit abgeschnitten wird. Gegen den See hin stellen sich nun allmählich auch unregelmäßige Aufschlüsse von Tonalit ein, deren wahre Begrenzung nicht leicht festzustellen ist. Endlich folgen Gesteine vom Habitus des metamorphen Servino [2]) und am Seeauslaufe selbst stehen wir auf zusammenhängendem Tonalit" [3]). Ich habe dieser Beschreibung nur noch hinzuzufügen, daß sich dicht neben dem Seeauslaufe im Tonalit der Aufschluß befindet, den ich 1891 [4]) in meiner kleinen Arbeit „Über einige Einschlüsse

Fig. 11.



Weg von Paspardo zum Lago d'Arno, wenig westlich von den „Due fratelli".

metamorpher Gesteine im Tonalit" beschrieben habe. Die Einschlüsse gehören den umgewandelten Werfener Schichten an. Sie bestehen aus abwechselnden Lagen von 1. Augit (Malakolith), 2. Hornblende, 3. Quarz, Feldspat (Plagioklas), Hornblende, Biotit. Sie sind bekanntlich dadurch interessant, daß die Hornblenden und Augite zum Teil Glaseinschlüsse enthalten [5]). Der Tonalit am Seeauslaufe ist prachtvoll glazial zu Rundhöckern geglättet, in die sich der Bach erst sehr wenig eingeschnitten hat.

---

[1]) A. a. O., pag. 162.

[2]) = Werfener Schichten.

[3]) A. a. O., pag. 162.

[4]) 1891, I, pag. 472

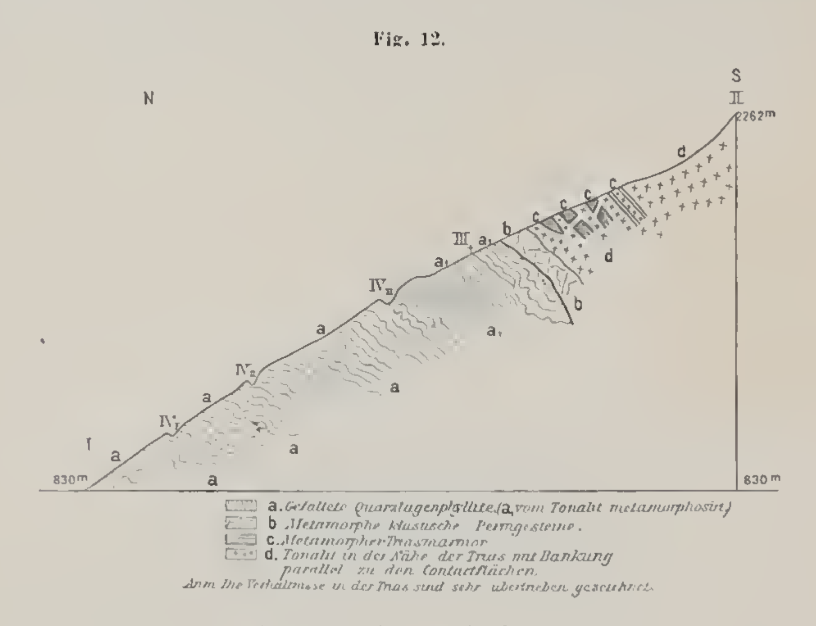
[5]) Diese damals fast isoliert dastehende Beobachtung von Glaseinschlüssen in Kontaktprodukten hat neuerdings ein Analogon in den von Erdmannsdörffer beschriebenen Glaseinschlüssen kontaktmetamorpher Harzer Diabase erhalten. Vergl. „Die devonischen Eruptivgesteine und Tuffe bei Harzburg usw." Jahrb. d. preuß. geol. Landesanstalt 1904, Bd. 25, pag. 19; vergl. übrigens auch pag. 32. — Eine ältere analoge Beobachtung von Becke ist in meiner zitierten Arbeit angeführt.

III. 6. Von der Malga del Coppo (am Verbindungsweg zwischen Paspardo und dem Arnosee) über den Passo delle Basse nach Paspardo.

(Vergl. *G*, *A* und Capo di Ponte von *J* 25.)

Auch diese Wanderung habe ich bereits 1897 [1]) beschrieben und durch das beistehend reproduzierte Profil erläutert. Ich hebe daher hier nur die Hauptpunkte hervor. Man steigt aus den Phyllithornfelsen durch metamorphes Perm zu Tonalit empor. Dieser enthält mehrere, zum Teil von Tonalitapophysen durchbrochene Marmorschollen, deren Streichen noch annähernd dem des Perms entspricht. Schließlich verschwindet der Marmor fast ganz. Das Tiefengestein ist dünn-

Fig. 12.



Profil durch den Südhang des Pogliatales.

I. Pogliatal, südlich von Fresine. II. Forcella delle Basse. III. Weg von Paspardo zum Lago d'Arno, dicht bei der verlassenen Malga Coppo d'Arno.

IV I, IV II, IV III Bäche.

Maßstab 1:25.000. — Natürliche Höhen.

bankig abgesondert, enthält Millionen von Reyerschen Schliereuknödeln und zeigt mitunter deutliche Fluidalstruktur. Auffallend ist die geringe Mächtigkeit des Perms im Verhältnis zu den Aufschlüssen in der nicht weit östlich gelegenen, von Riva begangenen Runse. Sie kann hier wohl nur durch Ablösung großer Massen und Versinken im Tonalit erklärt werden, um so mehr als auch die Werfener Schichten in dem Profil gar keine Vertretung finden. Auch jenseits des Paßeinschnittes, beim Abstieg nach „Baitone" (*G*), überschreitet man zweimal Marmorschichten (zum Teil mit Hessonitlagen) die mitten in den Tonalit eingeschaltet sind [2]). Sie sind auf der Karte schematisch, aber vielleicht nicht genau an den richtigen Orten eingezeichnet. In der Gegend des Pian del

[1]) A. a. O., pag. 158 u. f., Profil IV.

[2]) Die Hessonite zeigen an einigen von mir untersuchten Kristallen (110) und (211) ziemlich im Gleichgewicht, daneben (321) als schmale Abstumpfung.

Campo (*J* 25), an der Stelle wo auf der geologischen Karte der Name „Posolo“ gedruckt ist, erreicht man typischen Zellenkalk. Beim weiteren Abstieg nach Salina sah ich viele Bruchstücke von Werfener Schichten, die dort den Hang zusammensetzen müssen. Dann geht es in die mächtigen Permfelsen von Salina hinein und hinunter auf den schon beschriebenen Weg nach Paspardo.

III. 7. Cimbergo—Redole—Ponte Serio—Baite Zumella—Lognetto—Pian del Campo—Monte Colombè—Sessola—Fresine.

(Vergl. *G*, *A* und Capo di Ponte von *J* 25.)

Der Ort Cimbergo steht auf Werfener Schichten, die unmittelbar am Schluchtrande gelegene Ruine aber noch auf Perm. Geht man auf dem Abkürzungsweg an der Schlucht entlang in die Höhe, so bleibt man im Perm, trifft dann ganz kurze Zeit Werfener Schichten und sofort wieder Perm an. Die Schichten fallen mit ziemlich geringer Neigung ungefähr WSW ein. An einer Stelle ist eine kleine Verwerfung, an der die Werfener Schichten um 1—2 *m* eingesunken sind und am Perm abschneiden. Sie halten dann eine ganze Zeit lang an. Bei Redole verläuft die Grenze zwischen ihnen und dem überlagernden Zellenkalk flach ansteigend im Gehänge, so daß man am Wege, sei es weil die Grenzfläche nicht eben ist, sei es infolge kleiner Störungen und Verbiegungen, beide mehrmals hintereinander beobachtet. An der oberen Grenze der Werfener Schichten treten wie gewöhnlich Schichtquellen heraus. Die Richtungen der Werfener Schichten wechseln, wohl infolge schwacher Faltung, ziemlich stark. Ich maß in einem Aufschluß an der kleinen Kapelle hinter Redole an einer Stelle ungefähr N 45 O-Streichen bei flachem S-Fallen, dann aber noch in demselben Aufschluß N 20 O bei flachem W-Fallen. Der folgende Aufschluß von Zellenkalk zeigt gleichfalls westliches Verflächen, die darauffolgenden Werfener Schichten N 60 W-Streichen bei mittlerem S-Fallen. Nach einiger Zeit stehen am Wege wieder flach SSW fallende Schiefertone und permähnliche Grauwacken der Werfener Schichten an, dann herrscht wieder mehr flaches S-Fallen; und endlich lagert sich definitiv der Zellenkalk konkordant über die Werfener Schichten. Es ist verständlich, daß schon ein geringes Maß von Verbiegung bei der flachen Lagerung der Bildungen starke Unterschiede in den Fallrichtungen hervorbringt. Im großen und ganzen aber neigen sich die ja zum N-Flügel der Badilesynklinale gehörigen Schichten etwa nach SSW.

Die beschriebenen Punkte liegen alle an dem Wege zwischen Redole und dem Ponte del Serio (*J* 25 und *A*), der letzte Aufschluß noch mehrere hundert Schritte von der Sennhütte La Dassa entfernt (*J* 25). Auf dem anderen Ufer sind die kolossalen Runsen unter dem *e* der „Baite“ (della Zumella) ganz und gar in Grundmoräne eingeschnitten. Auch auf unserem Wege bedeckt Grundmoräne, an den zahlreichen Stücken kristalliner Schiefer als Moräne des Haupttales erkennbar, vielfach die anstehenden älteren Bildungen und bedeckt die südliche und nördliche Hochfläche fast ganz und gar. Ihre Mächtigkeit ist sehr beträchtlich. Auf dem ganzen Wege über die Seriobrücke zu den Sennhütten von „Loguett“ (*J* 25[1]) trifft man nur sie an. Die großen Schutthalden bei Lognett bestehen meist wesentlich aus Tonalit und stammen zweifellos nicht von anstehendem Fels. Sie gehören vielmehr entweder Seitenmoränen des Haupttalgletschers oder Lokalmoränen an. Oberhalb Loguett findet sich noch in etwa 1640 *m* Höhe Grundmoräne des Haupttalgletschers mit Blöcken kristalliner Schiefer. Es ist dies wohl der höchste Punkt, an dem auf der Ostseite der Val Camonica bisher Glazialbildungen des Oglio sicher nachgewiesen sind. Moebus[2]) zitiert aller-

[1]) Südlich des „*cl*“ von Cadinoclo auf *G* = Häusergruppe östlich 1592 auf *A*.

[2]) Moebus, 1901, pag. 20.

8*

dings als Erratikum in 1700 *m* Höhe am Monte Mesullo (*G*) einen „Adamellogranitblock" von 8 m_3. Doch besteht der Berg bis zu viel größeren Tiefen hinunter aus Tonalit. In etwa 1660 *m* oberhalb Lognett steht derselbe Zellenkalk an, der auch bei dem Abstieg von dem Passo delle Basse [1]) angetroffen wurde. Ich hielt mich erst nach Westen bis zu einem künstlich zur Viehtränke angelegten Teich, dann nach NO über den Kamm hinauf zum Pian del Campo und weiter, bis am Hange der Zellenkalk verschwindet und nur noch Tonalitblöcke herumliegen. Der Zellenkalk geht in nicht sehr großem Abstand von der Grenze in Marmor über, bewahrt aber trotzdem seine löcherige Beschaffenheit. Nördlich des Campotales schneidet sich ein etwa O—W gerichtetes Tälchen in den Berg ein und trennt den Monte Colombè von der Cima Berbignaga. Der Hintergrund des Tälchens ebenso wie das ganze obere Stück des Campokammes bestehen aus normalem Tonalit. Auf der rechten, nördlichen Talseite aber steht im Hintergrunde metamorpher Zellenkalk mit N 45 O-Streichen und ziemlich steilem O-Fallen an. Ich stieg zum Colombèkamm empor. An der schlechten, aber einzigen Quelle dort liegen viele Bruchstücke von Werfener Schichten umher. Die Grenze gegen den Zellenkalk ist offenbar ganz in der Nähe, die Quelle verdankt ihr wieder ihren Ursprung. Den Monte Colombè der Karten nennen die Hirten „Berbignaga". Unter Colombè verstehen sie die Senke zwischen den Kartenbezeichnungen „Colombè" und „Berbignaga". Auf dem Colombèkamm, nach meiner Schätzung etwa 80 *m* tiefer als der höchste Gipfel [2]), an einer Scharte, an der eine Runse bereits nach N hinunterführt, ist die Grenze zwischen Zellenkalk und Tonalit. Muschelkalk ist nicht zu sehen. Der Gipfel besteht nur aus Tonalit. Beim ganzen Anfstieg hatte ich zuletzt immer rechts Tonalit, links Zellenkalk.

Beim Abstieg von der kleinen Scharte in die N-Runse trifft man recht komplizierte Verhaltnisse, die ich mir wie folgt zu erklären versucht, aber infolge des kleinen Maßstabes auf *G* nicht mehr darzustellen vermocht habe. Eine Verwerfung geht wohl annähernd senkrecht zum Gehänge durch. Westlich der Verwerfung liegen Zellenkalk, Werfener Schichten und Perm höher als östlich. Östlich von ihr krönt Tonalit den Berg, darunter folgt Zellenkalk, darunter von neuem Tonalit und erst tief unten, wenig über einem schmalen Horizontalpfad, die Werfener Schichten. Ob der Tonalit durch die Verwerfungsfläche durchgreift oder nicht, habe ich nicht festgestellt. Doch ist es mir wahrscheinlich. Die Steilheit des Gehanges, seine Bewachsung mit Buschwerk und die Unvollständigkeit der Aufschlüsse machen die genauere Untersuchung sehr zeitraubend. Die untere Grenze der Zellenkalkaufschlüsse liegt westlich etwa 75 *m* unter der Scharte. Die obere Grenze der Werfener Schichten erreichte ich noch 50 *m* tiefer. Dem Pfade nach O folgend trifft man in der nächsten Runse, schon wieder 25 *m* tiefer, typischen, in Marmor umgewandelten Zellenkalk, und in der zweiten Runse, wieder 50 *m* tiefer, N 80 W streichende, 37° S fallende Werfener Schichten mit ziemlich viel kalkigen Bänken. Von oben kommen nur Tonalit und Zellenkalk herunter, Muschelkalk fehlt offenbar. Unmittelbar unter dem Pfade steht Tonalit an, der mitten in den Sedimenten eine mächtige Apophyse, wohl einen Lagergang bildet. Der Pfad führt dann immer im Tonalit weiter bis zu einer Runse, in der man, steil absteigend, bei etwa 1780 *m* Höhe noch Tonalit, bei 1750 *m* aber bereits die charakteristischen Fleckfelse des hochmetamorphen Perms antrifft. Von dieser Stelle nach O traversierend, fand ich in 1710 *m* Höhe die Edoloschiefer (Phyllite) anstehend. Von da stieg ich schräg am Hange in der Richtung auf Fresine über Moräne, unaufgeschlossenes Terrain und gefaltete Phyllite herunter. In 1380 *m* Höhe maß ich in diesen, noch

[1]) Vergl. pag. 59.

[2]) Nach der Karte ist dieser 2153 *m* hoch. Mein Barometer gab für die Scharte etwa 2100 *m* an.

genau den Aufschlüssen des oberen Gehänges entsprechend, mittleres S-Fallen. Von einer auf den Karten nicht eingetragenen Hütte in 1310 *m* Höhe erreichte ich dann, stets über normale Phyllite in oft steilen Abstürzen hinwegsteigend, die Brücke zwischen Fresine und Isola. Auch auf dem Wege nach Fresine stehen echte Phyllite mit nur seltenen Zwischenlagen von Phyllitgneis an. Sie streichen N 75 O und fallen mit mittleren Neigungen nach S ein.

III. 8. Cedegolo—Grevo—Sessola—Lago d'Arno—Isola Fresine.

(Man vergl. auch IV, 8 und die Karten *G, A* und Capo di Ponte von *J* 25.)

Über die Strecke bis Grevo vergl. pag. 51. Hinter Grevo scheinen zuerst noch die gröber kristallinen Schiefer der Rendenagruppe vorzuherrschen. Später stellen sich mehr und mehr die Phyllite und Quarzlagenphyllite der Edoloschiefer ein. Das Streichen der stets gefältelten Schiefer bleibt auf der ganzen Wanderung bis zur Malga del Coppo stets annähernd O—W, und zwar bald etwas mehr nach ONO, bald mehr nach WNW gerichtet, bei im Durchschnitt vorherrschendem mittlerem S-Fallen. Bald nachdem der Weg in das eigentliche Pogliatal eingetreten ist, findet man häufig schöne Gletscherschliffe. Zuerst geht es hoch über der tiefen post- oder zum Teil subglazialen Pogliaschlucht entlang. Weiterhin aber verbreitert sich das Tal und zeigt unten einen grünen, schwach nach außen geneigten Talboden. Nachdem der Hauptweg verlassen ist, geht es auf schwer zu findenden, zum Teil steilen Pfaden empor zu dem in III. 5. beschriebenen Weg zwischen Paspardo und dem Lago d'Arno.

Beim Abstieg rechts vom Seeauslauf (1792 *m*) gelangt man sofort vom Tonalit in das metamorphe Perm hinein und bleibt in diesem bis zu einer Höhe von etwa 1640 *m*. Dort steht bereits metamorpher Phyllit an. Seine obere Grenze liegt auf dem linken Ufer ganz unbedeutend niedriger als auf dem rechten. Er ist in den höheren Teilen des Gehänges ganz mit Andalusit erfüllt, während ich Staurolith trotz besonderen Suchens nirgendwo finden konnte. Die Gesteine sind, von der Metamorphose der höheren Lagen abgesehen, offenbar fast immer phyllitisch. Selten sah ich feinkörnige Gneise darunter, selten auch biotitführende Varietäten. Ich habe sie daher auf der Karte als Edoloschiefer angelegt. Unmittelbar vor der Malga Garsonel steht ein etwa $1\frac{1}{2}$ *m* mächtiger Porphyritgang mit OW-Streichen und etwa 60° S-Fallen in gleichgeneigten Quarzphylliten an. (1894, IX. 12.[1]) und 1904, XI. 1.) Es ist wohl derselbe Gang, den Riva[2]) als Spessartit bezeichnet.

Fig. 13.



Gletscherschliff-Hohlkehle am Pojabach.

Die Felswände zu beiden Seiten des steil hinunterstürzenden Baches sind prachtvoll glazial abgeschliffen. An einer Stelle auf dem rechten Ufer beobachtete ich eine in einen Buckel des vertikalen Gehänges eingeschliffene Hohlkehle von etwa 3 *m* Höhe bei 1 *m* Tiefe, wie es die neben-

[1]) Stück nicht mehr in meinem Besitz. (Wohl im mineralogischen Institut in Pavia.)

[2]) 1897, pag. 22.

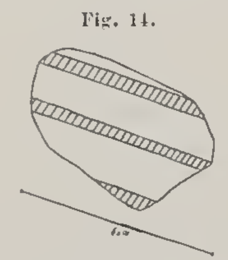
stehende Linie zeigt. Ähnlich tiefe, durch Gletscherfurchung gebildete Hohlkehlen besinne ich mich nur in einer Arbeit Chamberlins abgebildet gesehen zu haben. Doch ist die Paßhöhe der Grimsel, wie ich mittlerweile (1907) sah, gleichfalls reich an ungewöhnlich tiefen Glazialfurchen. Beim weiteren Abstieg nach Isola und Fresine trifft man außer Grundmoräne (nicht weit vor der Häusergruppe Isola) stets bis Fresine annähernd OW bis WNW streichende und mittel bis steil S fallende Edoloschiefer an.

III. 9. Braone—Ceto—Cimbergo—Volano—Malga del Marmo.

(Vergl. *G*, *A* und Capo di Ponte von *J* 25.)

Von Braone über die Pallobiabrücke und auf der Straße nach Ceto. Unterwegs steht Zellenkalk in der esinokalkähnlichen Fazies an[1]. Er bildet nämlich dicke kompakte, wenn auch stark zerdrückte Bänke von hellgrauem Kalkstein, die mit brecciösen Kalken wechsellagern. An einzelnen Stellen treten auch dunkle Kalke anscheinend in mächtigen Bänken zusammen mit den helleren Varietäten auf. Sie alle fallen mit schwacher Neigung nach SW ein und scheinen dem Zellenkalk von Cerveno auf dem gegenüberliegenden Oglioufer genau, ohne Verwerfung, zu entsprechen. Über die Aufschlüsse von Zellenkalk und Werfener Schichten im Orte Ceto selbst vergl. man pag. 45. Jenseits des Ortes, auf der Straße nach Cimbergo, stehen sehr bald schwach mit *H Cl* brausende Tonschiefer der Werfener Schichten mit etwa 10—15° SSO-Fallen an. Dann fehlen längere Zeit

Fig. 14.



Tonalitblock mit parallelen Porphyritgängen. Tredenustal.
Länge des Maßstabes 60 *cm*.

die Aufschlüsse. An der 556 *m* hohen Brücke über den Fignabach (*A* und *J* 25) stehen noch immer Werfener Schichten, auf der einen Seite mit N 45 W und 36° SW-Fallen, auf der anderen mit N 6 W-Streichen und 39° W-Fallen an. Sie bilden dort eine kleine Kuppel, durch deren Mitte sich der Bach gefressen hat. Sie sind zum Teil rot gefärbt und bestehen hauptsächlich aus Tonschiefern und Mergeln, die stellenweise undeutliche Zweischaler enthalten. Nun folgt zusammenhängende Grundmoräne. Wo aber der Weg aus der diluvialen Terrasse des „Pian di Carè" (*A* und *J* 25) schräg am Hange emporführt, stehen wieder bald grau gefärbte, bald gelb verwitternde, nicht brausende Bänke der Werfener Schichten mit 20—30° WSW-Fallen an. Kurz bevor die Kehre zum Ort hinaufgeht, erreicht man das Perm, darüber aber wieder die Werfener Schichten, auf denen der Ort liegt.

Die weitere Wegstrecke bis zum Ponte del Serio[2] ist bereits auf pag. 59 in III. 7. beschrieben worden. Hinter der Seriobrücke tauchen aus der dichten Diluvialbedeckung einige wenige

[1] Mir stieg nachträglich der Verdacht auf, daß die in den Grundmoränen oberhalb Braone und Niardo gefundenen Stücke von „Esinokalk" von diesem Zellenkalk abstammen könnten. Vergl. pag. 43 und 47.

[2] *A* und *J* 25 (1 *mm* NO vom „s" in Trt. Tredenus auf *G*).

Aufschlüsse von stark gefaltetem grauem Marmor des unteren Muschelkalkes heraus. In Runsen kommen seitwärts von oben Blöcke von schneeweißem Marmor (wohl Esinokalk) und Tonalit herunter. An einer Ecke steht auffallend dickschichtiger Marmor, wohl kaum noch zum unteren Muschelkalk

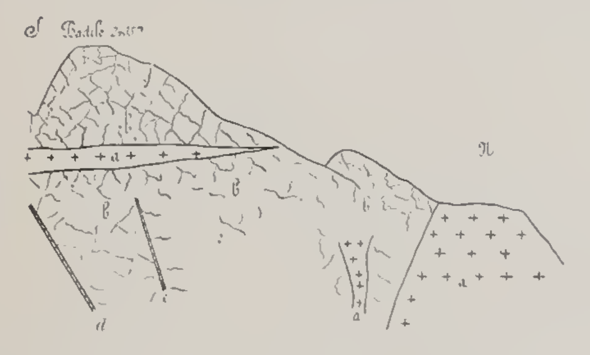
Fig. 15.



Ansicht des Kammes zwischen Pizzo Badile und Passo Mesamalga.
a = Tonalit. — *b* = Esinomarmor. — *c* = nicht aufgeschlossenes Terrain. — *d* = rotbrauner Eruptivgang.
Gezeichnet vom Vorsprung über Malga del Marmo (1862 *m*).

gehörig an. In der Moräne fand ich den in Fig. 14 skizzierten, recht interessanten Tonalitblock, dessen parallel angeordnete Porphyritgänge (98, XII. 2.) auf das deutlichste zeigen, daß die Klüftbarkeit des Tonalits schon zur Zeit ihrer Intrusion bestand. In dem Kessel von Volano fehlt es unten an Aufschlüssen. Steigt man direkt nach S zu der auf *G* eingetragenen, aber nicht benannten Malga del Marmo (*J* 25, *A*)[1]) empor, so erreicht man anstehend zuerst normalen Tonalit und bleibt in ihm bis zu der Sennhütte. Er ist reich an Schlierenknödeln und schwerer ververwitternden, untereinander ziemlich parallelen oder sich unter spitzen Winkeln schneidenden

Fig. 16.



Ansicht des nördlichen Badilekammes vom Vorsprung oberhalb Malga del Marmo (1862 *m*).
a = Tonalit. — *b* = Esinomarmor. — *d* = rotbrauner Gang. — *c* = grüner Gang.

¹) Etwa 7 *mm* nördlich vom „*d*“ in Badile auf *G*.

dünnen Adern, die gleichfalls aus Tonalit bestehen und als Vorsprünge hervorragen. Unmittelbar an dem schmutzigen Hause setzt ein schmaler grüner, steil stehender Porphyritgang im Tonalit auf (98, XIII. 1.) Von der gegenüberliegenden Wand des Badile sind riesenhafte, zum Teil häusergroße Blöcke von schneeweißem Marmor heruntergestürzt. Die Kalzitkörner erreichen nicht selten darin mehr als einen Zentimeter im Durchmesser. Er ist meist sehr rein, enthält aber an einigen wenigen Stellen Knollen und noch seltener Schnüre von braungrünem Granat. Es ist zweifellos Esinokalk, über dessen tektonische Anordnung als Kern der großen Camonicasynklinale die schon mitgeteilten Beobachtungen in der Val Pallobia und die noch anzuführenden auf dem Wege von Pallobia nach Volano Aufschluß geben. Sehr merkwürdig sind die Verbandsverhältnisse des Marmors

Fig. 17.



Unterster Hang des Badile gegen Malga del Marmo (1862 *m*).
Apophysen des Tonalites (*a*) im Marmor (*b*). - Nicht aufgeschlossenes Terrain (*c*).

mit dem Tonalit, von denen die in Fig. 15—17 reproduzierten, allerdings sehr rohen Skizzen eine Vorstellung geben sollen. Der grüne Gang „*e*" in Fig. 16 ist vielleicht die Fortsetzung des Ganges an der Seunhütte. Ein rothraun verwitternder Gang (98, XIII. 2—3.) ist in Fig. 15 und 16 mit *d* bezeichnet. Ein Vergleich der Abbildungen mit der Karte, in der sich naturgemäß bei dem Maßstab von 1 : 75.000 die Verbandsverhältnisse des Tonalites mit dem Marmor nur andeuten ließen, zeigt klar, daß aus dem zusammenhängenden Tonalitgebiete des Passo di Mesamalga nach NW eine große Tonalitapophyse in den Esinomarmor eindringt. Ihre sonderbare Begrenzung und Verzweigung hangt wohl mit der undeutlichen Entwicklung der in dem Marmor schwer oder gar nicht kenntlichen Schichtung und mit dessen Klüftung zusammen.

III. 10. Nadro[1]—Fignatal[2]—Fastassi[1]—Maëndola[2]—Raculo[1]—Mandoss[2]—Redole[1].

(Vergl. *G*, *A* und Blatt Capo di Ponte von *J* 25.)

Diese Wanderung ergänzt die Ergebnisse der vorhergehenden und folgenden in einzelnen für die Auffassung des N-Flügels der Camonicasynklinale wichtigen Punkten. Man verfolgt die Route am besten auf *J* 25 oder *A*. Zwischen Nadro und Ceto sind sowohl am Fignabache wie bei der Kapelle von S. Sebastiano Aufschlüsse in Werfener Schichten, zum Teil gelben und braunen Mergeln mit Kalkbänkchen. An dem Übergange über den Fignabach streichen sie N 25 W und fallen mäßig nach W. Von der nächsthöheren Fignabrücke, deren Aufschlüsse in den Werfener Schichten schon auf pag. 62 erwähnt wurden, stieg ich über Fastassi bis zur Brücke 861 *m* (*A* und *J* 25) immer über Werfener Schichten oder unaufgeschlossenes Terrain hinauf. Die geologischen Richtungen sind unterwegs und in den Werfener Schichten von Maëndola stets etwa N 25—30 W bei meist flachem, seltener mittlerem SW-Fallen. Von Maëndola bis Raculo fehlt es an Aufschlüssen. Gegenüber von Raculo, auf dem linken Ufer des dortigen Baches, beim Punkt 942 *m* (*A* und *J* 25)

[1]) *G*.

[2]) *A* und *J* 25.

steht offenbar Zellenkalk, ganz wenig darüber auf dem rechten Ufer aber der metamorphe Muschelkalk des in III. 11. zu beschreibenden Aufschlusses an. Die ganze Hochfläche zwischen Raculo, dem Bache von Varecola, ja den Hütten von Redole im Norden, sowie der Hang OSO von Damo (*G*) ist bis hoch hinauf vollständig von Grundmoräne bedeckt. Die Fläche entspricht offenbar einem alten diluvialen Trogboden. In einer Runse, die sich von dem von mir benützten Übergang über den Varecolabach hoch am Badilehange hinaufzieht, war außer Grundmoränenmaterial nur Tonalitschutt vorhanden. Ich nehme daher an, daß dort das Diluvium bis an den Tonalit heranreicht. Auf dem Wege von Maola nach Redole stehen kurz vor Redole Zellenkalk mit N 40 W-Streichen und mäßigem SW-Fallen, gleich darauf aber Werfener Schichten in völliger Konkordanz an. Dort biegt also die im Tredenustale annähernd O—W verlaufende Grenze der beiden Bildungen nach S um. Im Zellenkalk setzt ein ganz verwitterter Eruptivgang auf.

In Redole ist der auf pag. 59 beschriebene Weg erreicht.

III. 11. Pallobiabrücke—Parnaval[1]—Gada—Fus—Mastellina—Volano—Colombo—Lognett[2]—Posolo—Paspardo—Cimbergo—Capo di Ponte.

(*G*, *A* und Blätter Capo di Ponte—Niardo von *J* 25.)

Von der Pallobiabrücke (vergl. pag. 46 u. 48—49) stieg ich etwas westlich einer Runse steil hinauf zu dem Horizontalweg von Parnaval[1]). Unterwegs findet man erst in Halden, dann anstehend unteren Muschelkalk, noch dunkel in der Farbe, nur schwach marmorisiert, aber schon mit ausgeschiedenen länglichen Silikatkristallen. Der Typus ist der der äußeren Kontaktzone. Tonige Zwischenlagen sind nur spärlich vertreten. Das Streichen ist normal, nämlich N 70 O bei steilem N-Fallen. Auf dem Parnavalwege nach O gehend trifft man westlich der Häuser noch mehrfach Tonalitgänge im Kalk an. Auf dem schmalen Pfad nach Gada, kurz hinter Parnaval, viele Bruckstücke von dunklem Kalk vom Typus des oberen Muschelkalkes und ein Cephalopodenabdruck, dann anstehend marmorisierte Reitzischichten und darauf anstehender oberer Muschelkalk, zweifellos die Fortsetzung des oberen Muschelkalkes der Gegend von Nigula oberhalb Braone. Das Streichen ist in allen Aufschlüssen fast ausnahmslos ungefähr ONO bei mehr oder weniger steilem N-Fallen. Starke Faltung aber wohl vorhanden. Die Kontaktmetamorphose ist hier trotz der erwähnten Tonalitgänge nur bis wenig über 500 *m* vom Kontakt makroskopisch nachweisbar. Es hängt das wohl damit zusammen, daß die Schichten hier parallel zur Kontaktfläche verlaufen und ihr aufliegen. Der auf der Karte *J* 25 deutliche Buckel westlich Case Gada dürfte aus Reitzischichten bestehen. Beim Abstieg nach NO, gleich darauf und längere Zeit anhaltend, metamorphe Wengener Schichten mit normaler Orientierung, nur weiterhin vielleicht etwas flacher geneigt. Man erkennt von Gada aus gut, daß sie offenbar in den Badilekamm hineinstreichen und dort im Esinokalk ihre Fortsetzung finden. Beim weiteren Abstieg geht es stets über Moräne bis zum Bache nördlich des Wortes „Fus" auf *G*. Es ist das die Val del Pradello von *J* 25 und *A*. Die Felsen der untersten Aufschlüsse dort bestehen aus feinkörnigem, mineralogisch normalem Tonalit. Auf der rechten Talseite aber steht Marmor mit Granaten, offenbar Muschelkalk, an. Die oben beschriebenen Aufschlüsse von Zellenkalk sah ich auf dieser schon zwei Jahre früher unternommenen Wanderung leider nicht.

Unten in der Val Pradello sieht man bei einigen Häusern (? Raculo) aus der Ferne flach nach N ansteigende Schichten, wohl Werfener Schichten. Der Nordflügel der Synklinale ist dort

[1]) Auf *G* „Perneval".

[2]) *J* 25 und vergl. pag. 59

bereits erreicht. Es ist sehr charakteristisch, daß der Nordflügel sanft, der Südflügel sehr steil einfällt. Bei der Wanderung von der Val del Pradello über Mastellina und die Costa del Damo hinweg bis nach Volano traf ich nur Grundmoräne des Haupttalgletschers an. Erst kurz vor Volano liegen im Walde dunkle Gesteinsstücke, die wohl nur von Wengener Schichten herrühren können und offenbar etwas höher im Walde anstehen. Unterwegs sieht man von Mastellino aus sehr schön, daß sich in der Fortsetzung des Gadakammes gegen den Badile hin auf der N-Seite im Streichen der Wengener Schichten hellgefärbte Kalke einschalten, offenbar dieselben Esinokalke, die dann im Badile so stark anschwellen. Auch über den Aufbau des Badile erhält man Aufschluß. Man sieht, daß tief unter dem spitzen Marmorgipfel des Berges eine breite Tonalitmasse nach Val Pradello herumzieht und daß in diesem Tonalit einige große Marmorschollen schwimmen. Diese Verhältnisse sind auf *G* nur schematisch ausgedrückt, weil es an Zeit zu genaueren Begehungen fehlte.

Von Volano basso (*A* und *J* 25) nach N zu den ersten Baite Colombo am SW-Hange der Cima Bruciata. Dort ist alles mit Marmorsand bestreut, der offenbar aus der Verwitterung von Esinomarmor hervorgeht. Weiterhin trifft man Aufschlusse von dunklen Gesteinen, jedenfalls metamorphen Wengener Schichten, mit N 35 O-Streichen und mäßigem SO-Fallen. Dazwischen ragen Felsen von saurem, glimmerarmem Apophysentonalit hervor. An der Westecke der Cima Bruciata, oberhalb der „Baite Colombo" von *G*, steht ein dunkelgrauer, nicht sehr dünnschichtiger Marmor mit mehreren verschiedenartigen Silikaten, darunter wohl auch Dipyr, an. Es ist offenbar oberer Muschelkalk. Er ist stark verbogen; dann maß ich in ganz geringem Abstand erst N 55 W- bei mittlerem S-Fallen, dann NO-Streichen und N-Fallen. Um den Vorsprung herum gelangt man zu den auf pag. 55 beschriebenen, NO streichenden und SO fallenden Schichten des Wengener und Reitzi-Niveaus in der Valle di Fopassa. Von da ging ich in ziemlich gleicher Höhe an dem Nordgehänge des Zumellakessels herum, ohne je etwas anderes als Tonalit, beziehungsweise schließlich Diluvium zu finden. Traversiert man von Loguett[1]) weiter nach W am Gehänge entlang, so trifft man dort Bruchstücke von Werfener Schichten, die in der Nähe anstehen müssen. Zwischen Predalbino und Posolo sind sie aufgeschlossen und fallen etwas mehr als mittel nach SSO ein. Bei Posolo erreicht man das Perm. Ich stieg von dort auf einem, von dem in III. 5. beschriebenen wohl etwas abweichenden Wege nach Paspardo hinunter. Denn ich notierte N 20 O-Streichen, mittleres W-Fallen in den Werfener Schichten der auf den Karten nicht angegebenen „Case Scandole", in einem späteren Aufschluß kurz vor Paspardo N 15 W-Streichen, steil W-Fallen, und fand in diesem letzteren einen N 70 W streichenden, mit 70° N fallenden Porphyritgang. (02, XIV. 8.)

Zwischen Paspardo und Cimbergo werden die Werfener Schichten an der Straße kurz vor Cimbergo gebrochen. Das ziemlich dünnplattige Gestein wird zum Dachdecken verwendet. Es ist ein blaugrauer, selbst mit konzentrierter Salzsäure nicht brausender Tonschiefer. Beim Abstieg von Cimbergo nach Capo di Ponte erreicht man sehr bald das Perm, das hier genau in derselben Weise wie zwischen Capo di Ponte und Paspardo entwickelt ist. Es ist überall prachtvoll glazial abgeschliffen. Der schon auf pag. 62 erwähnte 715 *m* hohe Pian di Carè unterhalb Cimbergo ist ein fast ebenes, moränenbedecktes Stück des zweituntersten diluvialen Glazialtroges. Unten stößt der Ogliotalboden unmittelbar gegen die steil abfallenden und stellenweise bis ganz unten hin abgeschliffenen Permfelsen.

[1]) Vergl. auch pag. 59.

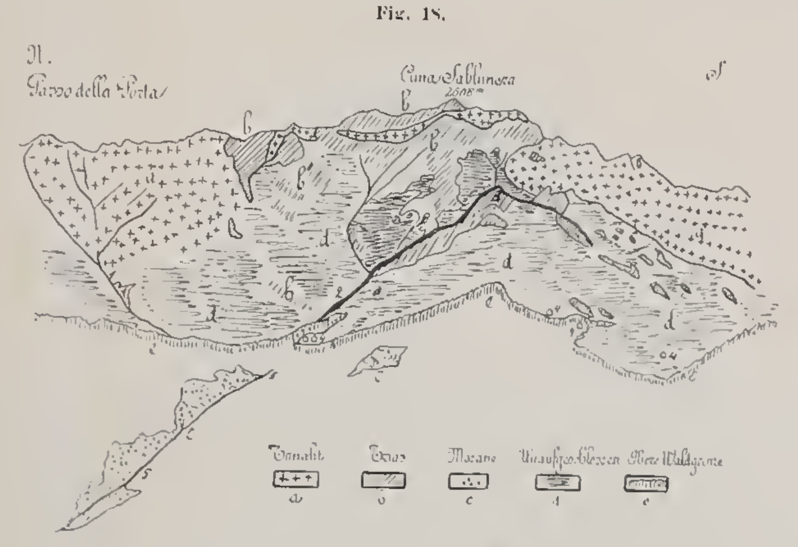
III. 12. Cima Sablunera (2608 *m*) und Pizzo Badile (2435 *m*).

(*G.* *A* und Blätter Capo di Ponte und Niardo von *J* 25.)

Der Aufbau dieser beiden hohen Gipfel ist so interessant, daß er eine kurze besondere Besprechung verdient, obwohl es mir bei dem einen infolge Unwohlseins, beim anderen infolge schlechten Wetters nicht möglich war, die Besteigung zu versuchen.

Daß die Cima Sablunera auf dem Tonalit eine Marmorschicht trägt, ist meines Wisseus zuerst von Prudenzini mitgeteilt worden. (1893, pag. 32 u. 47.) Es ist übrigens bei günstiger Beleuchtung schon vom Lago d'Arno aus zu erkennen. Es handelt sich dabei aber nicht etwa um einen isolierten Erosionsrelikt der alten Deckkruste des Tonalites, noch um eine im Tonalit eingeschlossene kleine Scholle, sondern um die Stirn der zusammenhängenden Triasschichten des Paspardokessels. Auch mir wurde das erst klar, als ich 1904 eines Abends auf Redole oberhalb Paspardo stand und nach Osten sehend den Berg in wunderbar günstiger Beleuchtung vor mir hatte. Die Cima Sablunera ist genau analog dem Monte Frerone, auf den gleichfalls die Trias der Val Camonica einen derartigen Sedimentstreifen entsendet, während man bei beiden bei der Betrachtung von Osten her ohne weiteres erkennt, daß die eigentliche tiefere Masse des Berges aus Tonalit besteht.

Fig. 18.



Ansicht der Cima Sablunera von Redole (von Westen).
Die Mitte besteht aus Trias; rechts und links Tonalit.
1. Valle di Nicola. 2. Val Fopassa. — 3. Cima Bruciata. — 4. Hütten. — 5. Valle Zumella.

Ich habe die Verhältnisse der Sablunera in der beistehenden Ansichtsskizze, die ich nach einer von mir aufgenommenen Photographie gezeichnet habe, dargestellt. 3 ist die der Sablunera vorgelagerte Cima Bruciata. Man erkennt wie unter dem höchsten Gipfel ein Band von Tonalit quer nach Norden hindurchzieht und sieht in 3 auf die die unterirdisch verborgene Tonalitmasse oberflächlich noch schützende Deckkruste von Trias hinauf. Über die Aufschlüsse an der Cima Bruciata, in Valle Fopassa, Valle di Nicola, bei Volano und Malghe Colombo vergl. man pag. 55, 63 und 66.

Über den Badile habe ich schon auf pag. 63 u. 64 Mitteilungen gemacht und die Zeichnungen 15—17 gegeben, die seine NO-Wand betreffen. Wegen seiner schwierigen Besteigung ist dieser

9*

Gipfel wiederholt von alpinistischer Seite eingehend beschrieben worden. Und es gebührt auch hier Prudenzini das Verdienst bei der touristischen Erforschung auch wissenschaftliche Beobachtungen gemacht und einwandfrei veröffentlicht zu haben [1]).

Schon von Breno aus hebt sich der Badile als ein charakteristisches Wahrzeichen des Tales von der dahinterliegenden Kette der Cima Mesamalga trotz geringerer Höhe deutlich ab. Er hat von dort gesehen jene schaufelförmige Gestalt, die wohl die Ursache zu seiner Namensgebung war [2]). Von Norden gesehen, zum Beispiel von Cimbergo, hat er die Form eines spitzen Zahnes. Schon von Breno aus erkennt man, daß etwa am Fuße der Schaufel ein eigentümlicher dunkler Streifen horizontal durch die hellere Hauptmasse des Berges zieht, die „Fasa“ (fascia) der Einwohner. Finkelstein bildete den Berg bereits ab [3]). Ragazzoni [4]) gab über ihn an, daß er von „Amphibolgranit“ (= Tonalit) gebildet sei, aber von O nach W von einem Gang von Diorit durchschnitten werde und auf seinem Gipfel „un beretto di calcare candidissimo“ [5]) trage. Finkelstein, der den Hang des Berges nicht besuchen konnte, folgt noch dieser nicht ganz richtigen Darstellung [6]). Prudenzini, der den Gipfel wiederholt selbst bestieg, gibt am angegebenen [7]) Orte an: „Il suo corpo è calcareo, mentre lo spigolo della vertebra e le sottostanti roccie sono di granito ed a farlo



Fig. 19.



Badile (2435 *m*) von der Cima Mesamalga, also von SO gesehen, nach der Zeichnung bei Prudenzini.
a = Fasa (Tonalit). Darüber und darunter Esinomarmor.

maggiormente spiccare serve una cintura di oscura tonalite che attraversa la base della piramide nei due versanti Tredenus e Pallobia . . . Questa massa calcarea che si è sovrapposta al granito . . . comincia dopo il buco dell'Orso, alla Cima 2357 e finisce alla base della piramide ove essa, verso Ovest Nord Ovest si adagia alla cresta della Vertebra che quasi tosto declina alla Vallata dell'Oglio.“ Auch Schulz [8]), der gleichfalls den Gipfel bestieg, bestätigt Prudenzinis Angaben und hebt richtig hervor, daß der Tonalit der „Fasa“ „an dem östlichen Nebengipfel, welcher zwischen Cima Mesamalga und Badile liegt, mit dem Tonalit des ganzen Stockes in Verbindung steht“. Es geht das auch aus meiner Figur 15 hervor. Man vergleiche auch die nach Prudenzinis Bilde kopierte

[1]) 1893, pag. 32 und 33 und gute Abbildung auf pag. 47. Dort auch die früheren Angaben Prudenzinis zitiert.

[2]) Badile = Spaten.

[3]) 1889, pag. 316. Die „Fasa“ ist auf dem Bilde nur rechts erkennbar.

[4]) 1875, pag. 8.

[5]) Eine Mütze von ganz weißem Kalk.

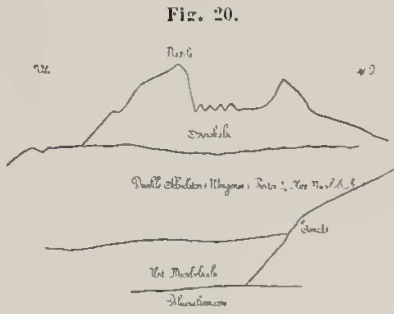
[6]) A. a. O., pag. 315—316.

[7]) Pag. 32.

[8]) 1893, pag. 206. Auf pag. 207 Skizze nach Photographie Prudenzinis.

Figur 19, die die Konturen des Berges und der Fasa von SO zeigt. Die Tektonik des Badile erhellt aus der Wanderung von Parnaval über Gada nach Val del Pradello, die auf pag. 65 beschrieben ist. Er gehört dem innersten Kern der großen Camonicasynklinale an, besteht aber in seinen hohen Teilen nur aus dem steil N fallenden S-Flügel. Das zeigt sehr deutlich die Skizze Figur 20, die ich auf dem Wege von Faëtto nach Paghera, östlich Piazze, in der Val Paghera (di Braone) zeichnete. Die Gipfelwand mit den Zacken besteht dort ganz aus den sehr steil stehenden, im Streichen geschnittenen Schichtflächen des Esinomarmors. Die Schwierigkeiten und Gefahren der Badilebesteigung beruhen darauf, daß in die steil stehenden Schichtfugen der Frost leicht eindringt und offenbar ganze Schichtplatten absprengt, so daß das Gehänge außerordentlich steil bleibt. Anderseits ist der Kalk infolge der intensiven Kontaktmetamorphose so grobkristallin geworden, daß auch die einzelnen Stücke sehr leicht zerbröckeln. Aus beiden Gründen ist an den hohen Hängen des Badile fortwährend Steinfall zu befürchten. Unter der Esinokalkwand wird das Gehänge von auffällig dunklen Schichten gebildet wie sie nur die Wengener Schichten und der obere Muschelkalk liefern. Die scheinbar große Mächtigkeit beruht hier auf der steilen Schichtstellung und der Steilheit des Gehänges. Darunter folgt der untere Muschelkalk, der nach rechts oben

Fig. 20.



Badile (2435 *m*) vom Grunde der Val Paghera, gegenuber Roëllo

gegen die auch den rechten Vordergrund bildenden Tonalitmassen der Valle di Barznal (J 25) streicht. Der Vordergrund links wird von der Diluvialterrasse von Roëllo gebildet.

Die ganze SW-Seite des Badile besteht also, von der unbedeutenden „Fasa" abgesehen, die ich wegen der Steilheit des Gehänges dort auf der Karte gar nicht mehr darstellen konnte, nur aus Trias. Anders aber ist es, wie schon auf pag. 63 u. 64 beschrieben, auf der gegen den Tredennskessel gerichteten NO-Flanke. Da wird der Berg bis zu einer Höhe von etwa 1900 *m* von zusammenhängendem Tonalit gebildet, und erst über diesem Niveau erhebt sich die von der Fasa durchzogene Marmormasse bis zu 2435 *m* Höhe. Man kann also nicht sagen, daß der Berg wesentlich aus Tonalit oder wesentlich aus Trias bestehe. Er trägt vielmehr auf einer offenbar nach SW steil abgedachten Tonalitmasse eine mächtige Kruste von Trias. Nördlich und südlich springt aber der Tonalit einerseits in der mächtigen Zunge des Punktes 1818, anderseits in der Val Pallobia weit nach W vor. Die nördliche Tonalitzunge ist ihrer Form nach nicht sicher bekannt, wie aus den Einzelbeschreibungen hervorgeht. Sie ist ziemlich genau im Synklinalen-Kern vorgedrungen und trennt den flach in südlichen Richtungen geneigten N-Flügel von dem steil aufgerichteten S-Flügel.

Der Badile ist daher in gewissem Sinne gleichfalls ein Analogon zu den Sedimentzungen des Sablunera und Frerone, aber die tektonische Stellung seiner Sedimente zu den benachbarten weicht ganz ab und erinnert vielmehr an die steil stehende Zone der Val di Blumone auf der S-Seite des Adamellomassivs.

IV. Sedimentbucht der Val Saviore vom Lago d'Arno bis zur Val di Salarno (ausschliesslich).

IV. 1. Val Saviore—M. Zucchello—Lago d'Arno—Passo del Campo [1].

(*G*. *A* und Blätter Capo di Ponte und Monte Castello von *J* 25.)

Der Lago d'Arno, der schönste und größte See der Adamellogruppe und einer der schönsten Alpenseen überhaupt, erreicht in der Luftlinie eine Länge von 2 *km* bei einer größten Breite von weniger als $^1/_2$ *km*. Er folgt mit mehrfachen Biegungen annähernd der Grenze zwischen Trias und Tonalit und besitzt infolge seiner langen, schmalen Gestalt und der Steilheit seiner Wände ein vollständig fjordartiges Gepräge. Diese Ähnlichkeit wird noch dadurch erhöht, daß man besonders beim Baden über seinen Auslauf hinwegblickend ins Blaue schaut, da erst in weiter Ferne Berge auftauchen. Man glaubt unwillkürlich, daß sich dahinter das offene Meer ausbreite. In der östlichen Verlängerung seiner Längsachse liegt ein zweites, etwas höheres Seebecken, die Pozza d'Arno, jenseits des Passes der Lago di Campo und jenseits der Val di Fumo der kleine Lago di Copidello. Die drei ersten liegen sämtlich genau auf der Grenze von Tonalit und Trias, der letztere mitten im Tonalit. Die Anordnung der drei ersteren ist bedingt durch den ungleichen Auflösungs-, Verwitterungs- und Erosionswiderstand der beiden zusammenstoßenden Gesteinsgruppen. Die Lage des Copidellosees in der Fortsetzung der drei anderen ist, geologisch gesprochen, wohl nur Zufall. Die eigentliche Aushöhlung der Seebecken ist entschieden erst glazial erfolgt. Der Arnosee wird, wie schon erwähnt, von prachtvollen Tonalitrundhöckern abgeschlossen. Diese zeigen übrigens eine sehr dünnbankige Absonderung, die an einer Stelle deutlich S fällt. Die Bankung entspricht nicht der Anordnung der Schlierenknödel, die in Masse vorhanden sind, sondern durchschneidet sie.

Von den Zugängen zum Arnosee sind pag. 54 der Passo della Porta, pag. 58 der Passo delle Basse, pag. 56 der Paspardoweg und pag. 61 der Weg von Isola zum See beschrieben worden. Ein letzter Zugang, nächst dem Paspardoweg der bequemste, ist der, welcher von Valsaviore über die Westschulter des Monte Zucchello (2110 *m* auf *G*) zum See führt. Man steigt von Valsaviore steil zum Bach hinunter und ebenso steil auf der S-Seite des Tales hinauf. Auf dem Wege stehen O—W streichende, S fallende Edoloschiefer an. Dann fehlen längere Zeit die Aufschlüsse; doch liegen nur Bruchstücke von Edoloschiefern herum. Einige Zeit nachdem von NO her der zur Malga Campellio führende Weg eingemündet ist, in wohl annähernd $1^1/_2$ *km* Entfernung vom Tonalit, finden sich auch Trümmer von kontaktmetamorph veränderten, andalusitreichen Phylliten. Dann stürzen von oben herunter Trümmer von permischen Sandsteinen, Quarziten und Konglomeraten. Es folgen ein Aufschluß in schwach S fallenden Kontaktphylliten und schließlich Aufschlüsse in den permischen Gesteinen. Hinter der Ecke des Monte Zucchello geht es längere Zeit in permischen Quarziten und Tonschiefern entlang. Die letzteren sind schon makroskopisch deutlich metamorph. Der Abstieg führt über prächtig abgeschliffene und gerundete, hochgradig veränderte Permschiefer und -quarzite, zum Teil in der Fazies der Fleckfelse hinweg, zu dem kleinen, von den Zollwächtern als Kaserne benutzten Hause der Herren Z i t t i in Cedegolo. (Ca' della Finanza der Karten *A* und *J* 25, Punkt 1814 auf *G*.) Das Haus steht noch auf Tonalit, aber wenige Schritte dahinter, an der Kante des steilen Hanges steht Granathornfels der Werfener Schichten, fast ganz aus prachtvollen Rhombendodekaedern mit wenig Kalzitzement zusammengesetzt, an; und ebenso findet man andere Gesteine der Werfener Schichten auf dem kleinen Pfade, der von dem Hause zum Wasser hinunter-

[1] = Passo della Forcellina.

führt, anstehend, aber in der mannigfaltigsten Weise von Tonalitadern durchdrungen. Es ist bemerkenswert, daß diese Apophysen keine Spur von Resorption des Sedimentes zeigen. Sie sind sogar auffällig hornblendearm, beziehungsweise -frei.

Auf dem Südufer des Sees besteht der äußerste Vorsprung östlich des Baches der Malga Frisozzo aus Marmorbänken und Hornfelslagen der Werfener Schichten [1]. Gleich dahinter steht aber wieder Tonalit an. Ebenso ist, nach den Farben zu urteilen, eine längliche Triasscholle in den Tonalit des Baches östlich dieses Vorsprunges eingeschlossen; und am Ostende des Sees auf der Südseite stehen Werfener Schichten, aus Hornfelsen, Marmor und eigentümlichen roten eisenreichen Bildungen bestehend aus N 75—80 W streichenden, annähernd saigeren Bänken an. Schöne Gänge von Tonalit durchbrechen sie. — Die Talsenke oberhalb des Sees verläuft zwischen Tonalit und Trias. In der letzteren treten auch Marmorbanke mit großen Silikatmassen auf. Sie haben zum Teil schon das Gepräge des Muschelkalkes, gehören aber doch wohl zu den Werfener Schichten. Tonalitapophysen dringen in sie ein. Nach N folgen Schichten, die das normale Aussehen der metamorphen Werfener Schichten haben. Sie streichen N 80 W und fallen ganz steil nach N ein, sind also, da nördlich das Perm folgt, überkippt. Geht man von der Casa della Finanza unten am See entlang gegen die Fischerhütte hin, so gelangt man, wie schon erwähnt, gleich in Werfener Schichten hinein. Nach meinen Notizen folgen weiterhin Tonschiefer, deren Alter ich leider nicht in Erinnerung habe. Sie streichen N 80 W und stehen fast saiger. In ihnen setzt ein Porphyritgang auf, den ich gemeinsam mit Riva sammelte. Er ist bei ihm (1896, I., pag. 200) als Quarzglimmerhornblendeporphyrit bezeichnet [2]. Sehr schön sieht man vom See aus, daß in dem Gipfel der Cima Sablunera mehrere dunkle, sich zum Teil gabelnde Gange von Porphyrit aufsetzen. Sie sind von Riva, den ich auf sie aufmerksam machte, an Ort und Stelle gesammelt und beschrieben worden [3]. Riva bezeichnet sie zum Teil als „Amphiboldioritporphyrite, zum Teil als Malchite“ und gibt an, daß sie teils den Tonalit, teils den Marmor der Cima Sablunera durchsetzen, teils sich zwischen beide Gesteine „insinuano“ (eindrängen). Er zitiert auch einen von ihm im Marmor der Sablunera gefundenen Aplitgang (pag. 26).

Drei Wege sind es hauptsächlich, die zum Passo del Campo führen. Der eine geht ziemlich tief unten am See entlang bis in die Nähe der Pozza und steigt dann schräg in die Höhe: der zweite trennt sich von ihm oberhalb der Hütte des Fischers und steigt dann schräg zu dem dritten Wege empor. Der letztere geht von dem Zollwächterhause steil zum Monte Zucchello in die Höhe [4] und führt hoch oben direkt zum Passe hin. Dieser letzte Weg führt den Namen „La Traversera“ [5]. Was auf dem ersten Weg zu sehen ist, geht zur Genüge aus den vorher gemachten Angaben und der Karte hervor. Der zweite Weg führt nach der Fischerhütte lange Zeit durch Perm in fast immer saigeren, wenn aber geneigt, dann ganz steil nach S einfallenden Bänken hindurch. Die Schichten streichen direkt auf den Paß zu. Quarzitische Bänke, aus alten Quarzsandsteinen entstanden, Quarzbreccien und feinglimmerige Schiefer wechsellagern. Die Pozza d'Arno soll nach der „Guida alpina“ [6] durch eine Stirnmoräne gegen den 111 *m* tieferen See abgeschlossen sein und ihr Wasser unterirdisch

[1] Auf *G* übertrieben dargestellt.

[2] Riva gibt als Nebengestein „Permsandstein“ und als Fundort oberhalb der „Fischerhütte“ an. Nach meiner Erinnerung lag der Fundort mehr westlich in den Werfener Schichten.

[3] Riva, 1897, Sonderabdruck, pag. 4 u. f.

[4] Vergl. pag. 70.

[5] Richtig auf *A*. Auf *J* 25 fälschlich R. (= Rivo) Traversera.

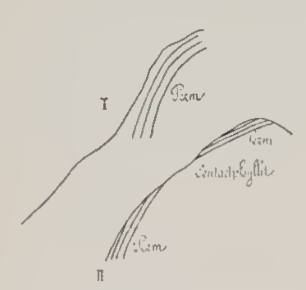
[6] 1889, pag. 102.

durch den ganzen Monte Campellio hindurch ins Pogliatal entleeren. Es ist das indessen bei der geologischen Orientierung der Schichten sehr unwahrscheinlich, wenn auch keine oberflächliche Kommunikation mit dem Lago d'Arno zu erkennen ist. Gegen den Paß hin wird die Intensität der Kontaktmetamorphose immer größer. Dunkel gefleckte Hornfelse stellen sich ein; und kurze Zeit vor dem Passe erreicht man eine mächtige, auf *G* nur schematisch dargestellte Apophyse von hornblendereichem Tonalit. Sie nimmt die Stelle ein, au der der Weg, vom Passe kommend, stark nach N umbiegt, verschwindet aber auf dem oberen Weg schon vor der auf *J* 25 deutlichen Runse des Monte Campellio. Hinter dem Tonalit gegen den Paß hin folgt von neuem Perm. Unmittelbar auf dem Paßeinschnitt stehen nördlich gefleckte Hornfelse mit langgestreckten Flecken an, die ich früher zu den Werfener Schichten stellte, jetzt aber aus noch anzuführenden Gründen noch zum Perm stellen möchte. Südlich des Passes beginnen die echten Werfener Schichten. Westlich davon gegen den Lago d'Arno fanden Riva und ich im Jahre 1894 zwei von Riva (1896, I., pag. 199) beschriebene Gänge im metamorphen Perm. Riva nahm auf Grund ihres eigentümlichen Habitus an, daß sie älter als der Tonalit und von diesem zusammen mit dem Perm metamorphosiert worden seien. In seiner späteren Arbeit (1897, pag. 5) konstatierte er auf Grund eigener, von ihm allein ausgeführter Begehungen, daß „am Lago d'Arno und besonders am Südhange des Monte Campellio, am Rio Traversera, Gänge häufig sind, welche die metamorphen Sandsteine und den Tonalit . . . durchsetzen. Besonders kurz bevor man den Passo di Campo erreicht, sind die Gänge häufig. Auf einer Strecke von 20 *m* zählte ich sechs. Sie gehören zum größten Teil zu dem Typus, welchen ich schon von derselben Stelle (l. c., pag. 199 –200) beschrieb.“ Er hebt nun hervor, daß ein Teil dieser Gänge auch den Tonalit durchsetzt, daß sie also jünger als dieser sein müssen und nicht von ihm metamorphosiert sein können. Er vergleicht sie mit den Malchiten des Odenwaldes.

Ich selbst besuchte diese Stelle noch einmal im Jahre 1904 und beobachtete an dem obersten nach W führenden Wege, der Traversera, in dem Tonalit eine ganze Anzahl von fremden, zum größten Teil sicher zum Perm gehörenden Schollen von zum Teil äußerst gangähnlicher Form. Von der Existenz echter Gänge im Tonalit konnte ich mich an den von mir gesehenen Aufschlüssen nicht überzeugen, obwohl ich natürlich nicht bestreiten will, daß auch solche, ebenso wie an vielen anderen Punkten des Tonalitmassives, auftreten können. Da ich aber an anderer Stelle zeigen werde, daß es in der Adamellogruppe auch prätonalitische Gänge zu geben scheint, so dürfte eine Entscheidung darüber, ob die von Riva aus dem Perm beschriebenen Gänge zu der einen oder zu der anderen Gruppe gehören, noch nicht vorliegen. Vielleicht gibt die petrographische Untersuchung des von mir 1904 gesammelten Materiales Aufschluß darüber. Geht man auf der Traversera über den Tonalit hinaus nach W weiter, so trifft man lange Zeit Permschutt, zuerst immer noch deutlich metamorph, an einer Stelle aber mit so viel Tonalitschutt vermengt, daß ich daraufhin schematisch auf *G* oberhalb des Weges eine Tonalitapophyse eingezeichnet habe. Weiter nach W verschwinden die Fleckfelse; und es liegen nur noch Trümmer makroskopisch unveränderter Gesteine umher, hauptsächlich Sandsteine, daneben aber auch Quarzbreccien sowie Quarzphyllitbreccien. Am Passo Campellio, einer aus *G* nicht ersichtlichen, auf *A* benannten, auf *J* 25 mit der Kote 2241 *m* versehenen Einsattelung stieg ich zum Kamme empor. Dabei stellte es sich heraus, daß an einer Stelle auf dem Gehänge, wie es in *G* dargestellt ist, mitten im Perm eine schmale Zone von Andalusitkontaktphylliten erscheint, während die Grenze der zusammenhängenden Phyllitarea wenig nördlich des Kammes verläuft. Die Permauflagerungsfläche steht hier ebenso wie das Perm sehr steil. Die Permschichten sind im O wohl saiger, im W steil nach S geneigt. Das Hervortreten der Phyllitinsel durch eine Permöffnung hindurch erklärt sich hier wohl weniger durch primäre Uneben-

heit der Abrasionsfläche als durch die in der Figur 21, I deutlich erkennbare Biegung der Permschichten. Der Phyllit tritt hervor, weil an der Biegungsstelle das Gehänge steiler ist als die Schichten. Man vergl. Figur 21, II. Makroskopisch erkennt man in den die Kontaktphyllite umgebenden Permgesteinen keine Metamorphose, obwohl diese durch sie hindurch ihren Weg zu den Phylliten genommen hat.

Fig. 21.



I. Biegung des Perms im S-Hange des M. Zucchello von O, von der Traversera gesehen.
II. Schema des Auftretens der Andalusitkontaktphyllit-Insel dort.

IV. 2. Malga Campo di sotto—Lago del Campo—Passo del Campo.

(Vergl. *G.* Blatt Monte Castello von *J* 25, *O* 25 und *A*.)

Malga Campo di sotto liegt auf Rundhöckern von normalem Tonalit. Unmittelbar über der Hütte, am Bache des Camposees, steht Esinokalk, in weißen Marmor umgewandelt, an. Auf dem linken Ufer streicht er N 10 O und fällt steil nach W ein. Neben der Brücke liegt viel Grundmorane mit großen Blöcken von kristallinen Schiefern, die nur aus dem Ignagagebiet nördlich stammen können. Im Bache unmittelbar unter dem Wasserfall steht wieder Esinomarmor mit ziemlich genau N—S-Streichen, seltener einer kleinen Abweichung nach NO, und steilem W-Fallen an. Von oben kommen Stücke von echtem unterem Muschelkalk, zum Teil dipyrführend, herunter. Diese Aufschlüsse hatte ich schon 1890 besucht. Daß sich die Kalkzone von hier weiter nach S verfolgen läßt, ist mir erst aus Staches Manuskriptkarte ersichtlich geworden. Auf dieser ist südlich des Seeauslaufes ein etwa $1\frac{1}{2}$ *cm* = 1125 *m* langer, schmaler, NNO streichender Streifen eingezeichnet, der aus „kristallinen Kalken der Randzone, epikristallinischen Randbildungen, unterem Muschelkalk und eruptiven Gesteinen der Randzone“ bestehen soll. Ich habe daraufhin 1904 diese Strecke begangen und Staches Angabe in den wesentlichen Punkten richtig befunden. Seine „kristallinen Kalke der Randzone“ sind an dieser Stelle wohl identisch mit meinem Esinokalkmarmor.

Auf dem Wege nach der Malga Re di Castello fand ich in geringer Entfernung von dem Bache im Esinomarmor viele kleine, ganz scharfe schwarze Oktaeder von Spinell, der im Schliff mit grüner Farbe durchsichtig ist und in einem der mineralogischen Aufsätze näher beschrieben werden wird. Hinter dieser Stelle maß ich N 16 W-Streichen bei steilem W-Fallen. Von oben herunter kommen bräunlichgelbe dünne Platten, von denen ich nach dem, was ich später auf dem oberen Weg sah, anzunehmen geneigt bin, daß sie zum unteren Muschelkalk gehören. Der Weg führt weiter durch den Esinomarmor oder unmittelbar darunter im Tonalit entlang. An einer Stelle, wo er schräg ansteigt, steht unten Tonalit, oben N 5 O streichender, annähernd saigerer Marmor an.

Auf der anderen Talseite erkennt man prachtvoll, daß, wie Reyer[1]) angab, dort etwas buckelige Platten von Tonalit steil gegen das Tal einfallen. Außerdem ist aber in den hohen Kämmen eine NO streichende, steil S-fallende Plattung vorhanden. Man vergleiche auch XIII. D. 1. Auf dem Wege hält der Wechsel von Tonalit und Esinomarmor bis zu etwa drei Viertel der Gesamtentfernung zur ersten Malga Re di Castello[2]) an. Dort befinden sich dicht hintereinander drei Aufschlüsse von Marmor. Zwei sind meßbar und ergeben nacheinander N 25 O-Streichen und N 50 O-Streichen bei mittlerem W-Fallen. Die Tendenz der Umbiegung in die Streichrichtung des Campo—Arno-Zuges tritt also deutlich hervor. Gleich darauf verschwindet aber der Marmor. Im Talkessel der Malga war nichts als Tonalit zu sehen. Seine Platten streichen WNW—OSO und sind wohl saiger. Etwas oberhalb des Weges, der zur zweiten Malga Re di Castello[3]) weiterführt, sah ich aus der Ferne von der ersten Hütte aus einen hellen Fels, der Marmor sein könnte, aber auch ebensogut frisch abgebrochener Tonalit sein kann. Ich mußte bei der ersten Hütte umkehren, ohne diesen Aufschluß untersuchen zu können und habe die Kalkzone nur soweit eingezeichnet, wie ich sie selbst sicher kenne. Stache zeichnet sie auf seiner Manuskriptkarte aber bis jenseits der Hütte ein, und zwar ungefähr bis zur Stelle des hellen Felsens. Auch auf der anderen Talseite sieht man mitten im Tonalit einige auffällig helle Stellen. Ich möchte es indessen da für ziemlich sicher halten, daß es sich nur um frische, durch Frostsprengung verursachte Tonalitabbrüche und nicht um Marmorschollen handelt.

Auf demselben Pfade zurück, bis zu der Stelle, wo eine höhere Abzweigung direkt zum Camposee führt. (*G*, *O* 25 und 75, nicht *J* 25.) Über der Wegteilung Esinomarmor mit erst N 15 O-Streichen, dann N 55 O-Streichen in saigerer Stellung. Dann, ohne daß Wengener oder Reitzischichten nachweisbar wären, mit einem Male typischer unterer Muschelkalk, erst mit N 30 O-Streichen, vertikal, dann N 22 O-Streichen und wieder vertikal. Die tonigen Lagen sind makroskopisch dicht, die Farbe des Gesteins noch dunkel. Eine Verwechslung mit anderen Niveaus ist ausgeschlossen. Der den See östlich begrenzende Buckel, über den man hinwegsteigt, ist prachtvoll entblößt. Beim Abstieg zum Seeauslauf trifft man Lagen von wohlkristallisierten Silikaten im dort etwas zerrütteten, zu hellem Marmor umgewandelten Muschelkalk an. Ebenso findet man auf dem linken Ufer des Seeauslaufes neben diesem im nördlichen Seebuckel Muschelkalkmarmor, während die höheren Teile des Buckels von Moräne bedeckt sind. Der steile Pfad, der auf diesem Ufer direkt zu Campo di sotto führt, entblößt bessere Aufschlüsse in N 5 O streichendem und W fallendem unterem Muschelkalk; dann folgt bewachsenes Terrain, Esinomarmor und schließlich der Tonalit von Campo di sotto. Steigt man endlich auf dem rechten Ufer des Seeauslaufes direkt zum See empor, so trifft man erst die schon beschriebenen Aufschlüsse des Re di Castelloweges im Esinomarmor an. Wo es wieder gegen den Bach zurückgeht, ist der Esinomarmor so stark verbogen, daß das Streichen von NW durch OW bis zu NNO wechselt, steht aber vertikal und enthält an dieser Stelle ein eigentümliches dunkles „Lager", vielleicht nur einen geschieferten Gang. Da wo die nächstälteren Bildungen folgen sollten, liegt leider Moräne. Dann folgt typischer unterer Muschelkalk mit N 35 O-Streichen und ganz steilem NW-Fallen.

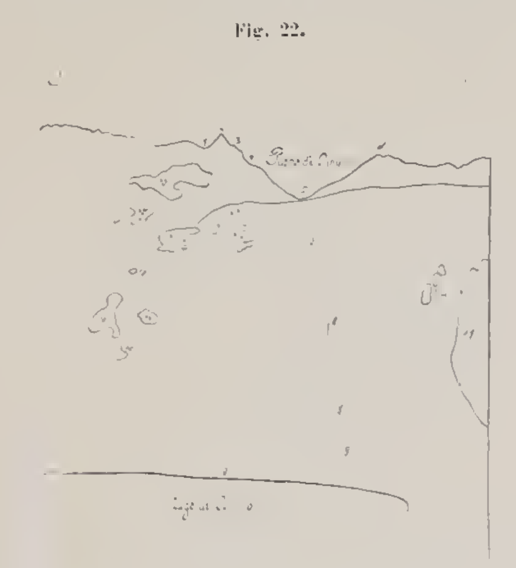
Das Profil ist also überall in der Zone dasselbe, nur daß die petrographisch charakteristischen Zwischenbildungen zwischen dem Esinokalk und dem unteren Muschelkalk fehlen. Daß trotz-

[1]) 1881, pag. 432.
[2]) *G*, 1938 *m*.
[3]) *G*, 1891.

dem die Deutung der Schichten richtig ist, ergibt die nördliche Fortsetzung des Triaszuges am Forcel Rosso.

Geht man von der Malga Lago di Campo südwestlich zum See, so trifft man erst permische Sandsteine und Grauwacken in hochgradiger Metamorphose an. Es folgen Werfener Schichten mit N 85 O-Streichen und steilem S-Fallen. Sie bilden den auf *A* und *J* 25 deutlich erkennbaren Vorsprung der Westseite des Sees. Dann fehlen unten Aufschlüsse, während von oben Zellenkalk herunterkommt. E. Suess hat im „Antlitz der Erde", Bd. I, pag. 311 auf Tafel II eine Dienersche Photographie reproduziert, die diese interessante Landschaft sehr schön zeigt. Ich gebe in der beistehenden Figur 22 die auf die Hälfte verkleinerten Hauptlinien des Suessschen Bildes wieder. Suess hatte die stratigraphische Stellung der permischen Sandsteine, der Werfener Schichten und der weißen Kalke bereits ganz richtig erkannt. Sein „in weißen Marmor ver-

Fig. 22.



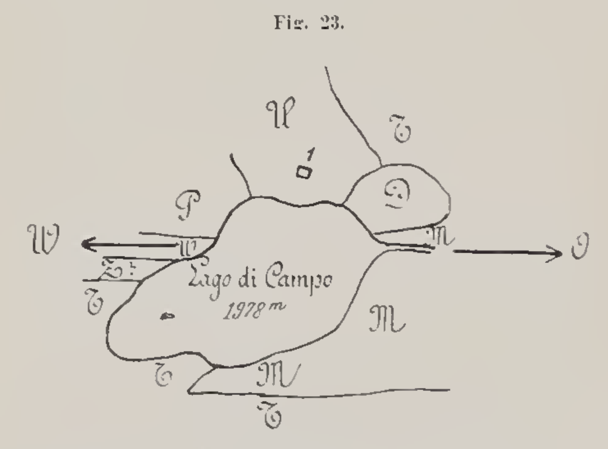
Hauptlinien des Suessschen Bildes auf pag. 311, Taf. II im „Antlitz der Erde." (Bd. I.)
9 Ufer des Lago di Campo. — Die übrigen Bezeichnungen sind im Text erklärt.

wandelter unterer Triaskalk" ist mein Zellenkalk (Gipfel 2, Vorsprung 3, Aufschlüsse 7 der Figur 22), 8 sind Schichtköpfe der Werfener Schichten. 9 ist das Seeufer; 10 sind die ersten dem Kontakt am meisten benachbarten Tonalitaufschlüsse. In der Runse 1 fand ich beim Aufstieg ganz oben noch metamorphen unteren Muschelkalk mit kristallisierten Silikaten. Das erste grün bewachsene Gipfelchen links (südlich) von 1 besteht aus Tonalit, das zweite wieder aus Kalk. Dann folgt auf dem ganzen Kamm nur noch Tonalit. Steigt man von der Runse 1 hinter 2 und 3 steil hinunter zum Passo di Campo, so erkennt man, daß von 4 bis 5 alles von hochgradig metamorphen Werfener Schichten gebildet wird. Bei 5 beginnt das Perm und bildet, von unbedeutenderen Tonalitapophysen abgesehen, wohl den ganzen Kamm des Monte Campellio über 6 [1] hinaus bis zum Gipfel. Die Aufschlüsse von 11 gehören sicher, die von 11 *a* wahrscheinlich zum Perm.

[1]) Im Klischee wie ein „*d*" ohne letzten Strich.

Die Mächtigkeit der Werfener Schichten beträgt unten am See wohl nicht viel mehr als 50 *m*. Die Verteilung der einzelnen Bildungen am Seeufer zeigt die beistehende Skizze Figur 23. Das östliche und das westliche Seeufer entsprechen einander nicht. Perm, Werfener Schichten und Zellendolomit verschwinden unter dem Seespiegel und tauchen östlich nicht mehr empor. Ihre Fortsetzung ist infolge der Umbiegung der ganzen Zone nördlich zu suchen. An der Umbiegungsstelle aber ist Tonalit eingedrungen und schneidet sie ab. Wichtig für die Auffassung der Tektonik ist auch das sich NW des Sees öffnende Tälchen des Lago d'Avolo (*G*). Unmittelbar am linken Ufer des Seeauslaufes steht, wie schon erwähnt, Muschelkalkmarmor an, dann folgt Grundmoräne und auf diese Tonalit, der das unterste Stück des östlichen Talkammes bildet. Er enthält aber kleine Schollen von hochmetamorphem, silikatkristallreichem Muschelkalk, die auf *G* nicht eingezeichnet sind. Unterhalb des Avolosees, zu dem ich nicht hinaufgestiegen bin, zieht sich eine felsige Talstufe quer herüber. In ihrer Nähe liegen im Schutt neben noch immer häufigem

Fig. 23.



Kartenskizze des Lago di Campo.

1 = Malga. — *U* = Unaufgeschlossen. — *D* = Diluvium. — *M* = Muschelkalk. — *Z* = Zellenkalk.
W = Werfener Schichten. — *P* = Perm. — *T* = Tonalit.

Tonalit viel Perm und einige, aber seltenere Phyllitblöcke herum. Der oberste Teil des vom Gipfel 2660 *m* der Karte nach SSO herunterziehenden Kammes besteht zweifellos nicht mehr aus Tonalit. Jenseits des Talbaches, auf der rechten Talseite, steht oben offenbar nur Perm mit unbedeutenden Tonalitmassen an. Phyllit sah ich dort überhaupt nicht. Die Felsbuckel nördlich des Sees, über die der gewöhnliche Weg zum Passe hinaufsteigt, bestehen ganz aus Perm. Tonalit bildet aber jedenfalls in den Wänden nördlich des Weges Apophysen. Denn man findet dort im Schutt an einigen Stellen Blockanhäufungen von ihm. Hält man sich über die Felsen hinweg zu dem steilen Abfall gegen den See, also zu den auf dem Suessschen Bilde erkennbaren obersten Werfener Schichten der Karwand des Sees, dann trifft man die Werfener Schichten anstehend in saigerer Stellung mit N 87 W-Streichen, ganz durchsetzt von Muskovit-Schörl-Pegmatitgängen. Schon Lepsius (1878, pag. 215) erwähnt diese letzteren als „Quarzgänge, in denen reiner Quarz vorwiegt, durchspießt von vielen schwarzen Turmalinnadeln, zuweilen 10—12 *cm* lang, daneben Kaliglimmer, oft in fußgroßen Tafeln, und sehr viel Orthoklas".

IV. 3. Lago di Campo—Ervina im Fumotal.

(*G*, *A*, *O* 25, Monte Castello von *J* 25.)

Es gibt zwei Hütten „Ervina", eine obere, auf *G* nur durch das Hüttenzeichen angedeutete, und eine untere mit Namensbezeichnung versehene. Auf *A* ist die obere, zur Zeit meines letzten Besuches allein benützte Hütte mit dem Namen und der Kote 2029 *m* bezeichnet. Mitten zwischen Campo di sotto und Ervina liegt ein kleiner Wassertümpel, auf *G* „Pozza" (1917 *m*) benannt. Es führt nun ein leidlicher Weg von Campo di sotto über die Pozza nach Ervina di sotto, während der auf *G* eingezeichnete Weg vom Lago di Campo nach Ervina di sopra kaum zu finden ist. Auf diesem oberen Pfad geht man stets über Tonalit, trifft aber vereinzelte Permtrümmer an, die von oben stammen müssen. Die Felsbuckel am Gehänge und im Talkessel von Ervina di sopra bestehen aus normalem Tonalit. Beim Abstieg nach Ervina di sotto trifft man im Gehänge mitten im Tonalit eine große Scholle von Esinomarmor mit N 35 O-Streichen und anscheinend steilem NW-Fallen (vielleicht etwas verrutscht). Auch unmittelbar neben Ervina di sotto steht Esinomarmor an. Auf dem Wege von Ervina di sotto nach Campo di sotto beobachtet man außer der eben erwähnten Esinomarmorscholle bis zur Pozza nur Tonalit. In etwa einhalb bis zwei Drittel des Weges von der Pozza nach Campo di sotto stellen sich im Gehänge Marmorstücke ein, die einer dann auch bald aufgeschlossenen, höchstens etwa 50 *m* mächtigen Esinomarmorzone angehören. Diese streicht N 15 O und fällt steil nach O ein. Unterhalb Campo di sotto fand ich beim Abstieg direkt über den Felsen bis zum Talgrunde hinunter nur Tonalit in wunderbar abgeschliffenen Buckeln.

IV. 4. Valsaviore—Lincino—Malga Adamè.

(Vergl. *G*, *A*, Blätter Capo di Ponte und Monte Castello von *J* 25.)

Auf dem Hauptweg, der von Valsaviore ins Tal hineinführt, fand ich bis zu einem Tälchen vor den „Fienili Doscolino" (*J* 25 und *A*), soweit nicht Moräne alles bedeckt, nur Schutt von feinkörnigen Gneisen, die oft biotitreich sind. Dahinter überwiegen echte Phyllite, zum Teil Granatphyllite, und bilden mitunter große Schutthalden, stehen also sicher oben an. Alle diese Gesteine und ebenso Felstrümmer, die hinter der Rasica vom Gehänge herunterstürzen, zeigen makroskopisch keine Kontaktmetamorphose. An der Stelle hinter Forame aber, an der ich das Zeichen der Kontaktmetamorphose eingetragen habe, stehen in Felsen am Wege andalusitreiche, ganz verworrene Schiefer an; und von da an bedeckt Andalusit die Schieferungsflächen massenhaft, zum Teil in über 4 *cm* langen, fast $^1/_2$ *cm* breiten Kristallen. Die Ausdehnung der makroskopisch nachweisbaren Kontaktmetamorphose beträgt also hier etwa 2000 *m*. Bei Le Croste ist das Streichen trotz der überall ausgesprochenen Fältelung meßbar. Es ist N 40—45 W bei mittlerem NO-Fallen. Kurz vor I Morti maß ich in einem Gletscherschliff ganz steiles NNO-Fallen. Die Gesteine sind meist, zum Beispiel bei Le Croste, als Phyllite, später mehr als Gneise entwickelt. Die Phyllite sind oft reich an Quarzlagen. Es ist nicht unmöglich, daß sie hier und bei Valsaviore besser zu den Rendenaschiefern zu stellen wären. Die Rundhöcker von Le Croste bildeten offenbar den unteren Abschluß eines glazialen Seebeckens. An der Brücke, die bei Lincino auf das linke Ufer führt, ist in den prachtvoll ausgewaschenen Schieferfelsen N 62 O-Streichen [1]) bei ganz steilem N-Fallen erkennbar. Außer Permfleckfelsen und anderen permi-

[1]) In meinem Tagebuch so angegeben; doch halte ich es nicht für ausgeschlossen, daß eine Verwechslung mit NW vorliegt.

schen Gesteinen liegen vereinzelt Bruchstücke von reinem Marmor und Silikatlagenmarmor herum. Es folgen Rundhöcker von Schiefer- (? Phyllit-) Hornfelsen mit Quarzlagen und Pegmatitadern parallel und quer zur Schieferung. Die Schiefer streichen N 65 O [1]) und fallen schon etwas nach S. Im Pegmatit stecken Schörle von oft bis zu ½ *cm* Dicke. An der scharfen Ecke des Tal-Knies steht etwas Tonalit, aber in der hornblendefreien und biotitarmen Apophysenfazies [2]) an. Gleich hinter der Ecke folgen N 70 W streichende, ganz steil S fallende Werfener Schichten. Gleich dahinter, aber, tektonisch gesprochen, nach außen [3]) liegen Permbänke. Es ist also gerade die Grenze zwischen diesen beiden Bildungen aufgeschlossen. Das Perm ist dort unten aber nur wenige Meter mächtig, während es sich nach oben stark verbreitert, wie schon die gewaltigen Trümmermassen bezeugen.

Bei der Verfolgung der für die Intrusionsmechanik wichtigen Einzelheiten des weiteren Weges reicht *G* nicht aus. Man vergleiche *A* oder am besten *J* 25. Nach den beschriebenen Permaufschlüssen führt der Weg am linken südlichen Ufer des Hauptbaches weiter. Das rechte Ufer besteht ganz aus typischem Kerntonalit mit den charakteristischen gedrungenen Hornblenden Auf dem linken Ufer stehen ganz unten die Werfener Schichten mit Marmorbänkchen, gleich darüber, nach außen, helle, nichtgefleckte Grauwackenhornfelse des Perms an. Beim Weitergehen bemerkt man auf dem nördlichen Ufer, noch ziemlich weit unten, plötzlich weißen Marmor am Tonalit anliegend. Hinter dem Marmor aber folgen (nach außen) auf dem linken Ufer der von NW nach SO hinaufziehenden linken Seitenrunse [4]) Werfener Schichten. Schon vorher sieht man den Bach des Haupttales in prachtvollem Wasserfalle gegenüber von der hohen Tonalitwand herunterstürzen Nun führt der Weg über die besprochene Runse hinweg. An dieser Stelle liegen auf dem rechten Ufer etwa 10 *m* Zellenkalk vor dem Tonalit. Links folgen etwa 10 *m* Werfener Schichten und dann Perm oder Apophysentonalit [5]). Nicht anstehend sah ich schon lange vorher unten am Wege einen großen Block von noch typisch löcherigem und gelbem, wenn auch naturgemäß marmorisiertem Zellenkalk. Es kann also über die stratigraphische Stellung des Marmors am Tonalit kein Zweifel bestehen. Auf dem rechten Ufer der Runse sah ich übrigens auch einen Block von normalem Kerntonalit mit vier parallelen, 1—2 *dm* dicken Pegmatitgängen in Abständen von etwa ½—1 *m*. In der Runse, die sich zum Forcel rosso hinaufzieht [6]), stehen auch wieder Werfener Schichten an und setzen sich offenbar nach oben zum Forcel rosso fort. In der Kammhöhe haben aber, wie die folgende Wanderung zeigen wird, alle diese permisch-triadischen Bildungen zwischen dem Tonalit und dem Grundgebirge eine viel größere Mächtigkeit und Vollständigkeit als in der Tiefe der Taleinschnitte. Auch hier werden genau wie in der Val Daone nach unten die jüngeren Bildungen abgeschnitten. Unten in der Val Adamè haben Perm und Trias zusammen etwa 20—50 *m* Mächtigkeit, auf dem Kamm zwischen Adamè- und Fumotal mehrere hundert Meter. Ganz besonders wichtig und bedeutsam aber ist die bei dem Aufstieg sowohl auf der Seite des Forcel rosso, wie auf der der Forcella di Boss [7]) erkennbare Tatsache, d a ß d i e S e d i m e n t e i n d e r T i e f e s t e i l v o m T o n a l i t w e g n a c h a u ß e n, o b e n a b e r s t e i l

[1]) Siehe Anmerkung 1, pag. 77.

[2]) Makroskopisch manchen Grauwackenhornfelsen ähnlich.

[3]) Vom Tonalit aus gerechnet.

[4]) Geht auf *J* 25 durch das „*M*“ von Molinazzo, auf *A* durch das „*e*“ von Baite Molinazzo. Auf *G* vermutlich die Runse, die durch das „*i*“ von Baita geht.

[5]) Nicht näher untersucht und ohne anzuschlagen oft nicht unterscheidbar.

[6]) Geht durch „*l*“ von Molinazzo auf *A*, durch das letzte „*o*“ auf *J* 25.

[7]) Gegen Val Salarno.

unter ihn einfallen, daß also die typisch trichterförmige Gestalt des „Ethmolithen" sich hier erst in hohen Niveaus einstellt.

Beim weiteren Aufstieg nähert sich der steil im Zickzack hinaufführende Weg wieder dem Bache des Haupttales. Dieser bildet seinen schon erwähnten herrlichen Wasserfall, einen der schönsten und großartigsten, die ich je in den Alpen sah, indem er über die steile Talstufe des Tonalites in die leichter erodierbare Sedimentzone herunterstürzt. Er folgt dabei einer Kluft des Tonalites und hat diese zu einer großartigen, wenn auch engen Spalte erweitert. Der Tonalit ist dort überall Kerntonalit, während die Apophysen in den Sedimenten dem biotitarmen, hornblendefreien Apophysentonalit angehören. Aus der Entfernung ist es selbst bei günstiger Beleuchtung schwer, bei ungünstiger unmöglich, kleinere Massen dieses Apophysentonalits von dem metamorphen Perm zu unterscheiden; und selbst bei größeren Massen bleibt man oft im Zweifel.

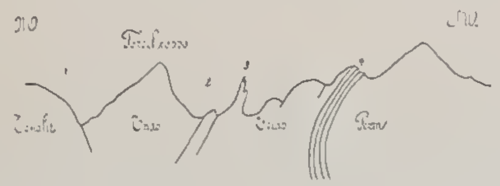
Der Talboden von Malga Adamè ist ein alter Seeboden. In die Gehänge des Tales ist, besonders auf der rechten Talseite, eine ausgeprägte Stufe, ein alter Trogboden, in den Tonalit eingeschnitten, was auf sämtlichen Karten deutlich zum Ausdruck kommt.

IV. 5. Malga Adamè—Forcel rosso—Malga Pietrafessa di sopra—Ervina di sopra.

(Vergl. *G*, *A*, *O* 25, Blätter Monte Castello und Monte Adamello von *J* 25.)

Leider habe ich dies für die Adamellogeologie sehr wichtige Gebiet nur bei sehr schlechter Witterung, vielfach im Nebel, begangen. Das erklärt es auch, daß ich nicht den gewöhnlichen Übergang, sondern die nördlichere Runse[1]) benützt habe, was übrigens geologisch empfehlenswerter ist. Beim Anfstieg von Lincino zur Malga Adamè stellt sich der Kamm des Forcel rosso etwa so dar, wie es die beistehende rohe Skizze zeigt. Man sieht bei 2 und 4 deut-

Fig. 24.



Kamm des Forcel rosso, gesehen vom Weg zwischen Lincino und Malga Adamè.
3 Zellenkalkzahn. — 4 dünnschichtige Bildungen, wohl Werfener Schichten

lich das oben unter den Tonalit gerichtete Einfallen der Schichten, während bei 4 unten die Umbiegung erkennbar wird, die übrigens vielleicht perspektivisch etwas starker erscheint, als sie in Wirklichkeit ist. Rechts, SW von 4, folgt Perm, wahrscheinlich durchsetzt von größeren Massen von Tonalit. Links von 1 beginnt das zusammenhängende Haupttonalitgebiet der Cima di Breguzzo der Karten *O* 25, *J* 25, *G*[2]). Suess[3]) hat ein Bild desselben Kammes nach einer vom Fumotal aufgenommenen Photographie Dieners veröffentlicht. Es zeigt leider die beiden Runsen nicht deutlich getrennt, da der Standort wohl sehr weit nach S lag[4]). Ich glaube aber dennoch auf

[1]) Auf Figur 24 und 25 Nr. 1.

[2]) Nach Schulz, 1893, pag. 199, besser „Corno di Grevo" und danach auf *A* so bezeichnet.

[3]) „Antlitz der Erde" I, pag. 317.

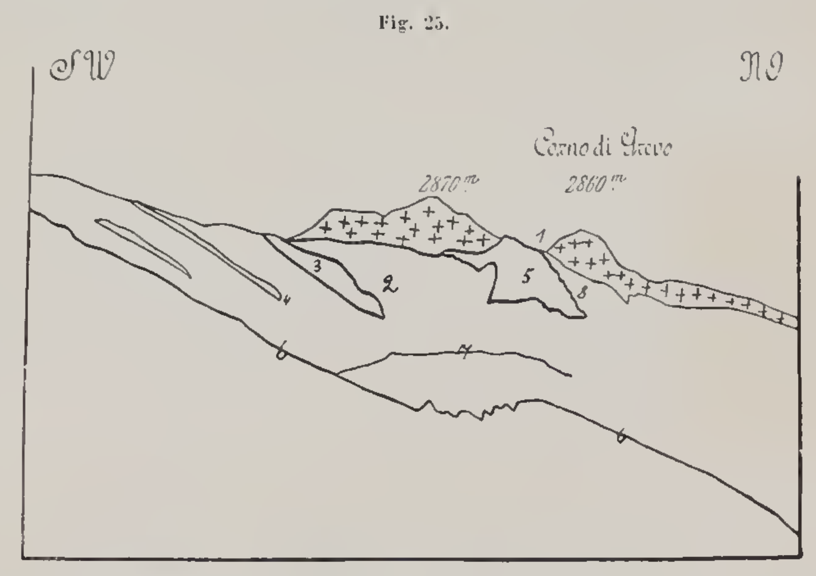
[4]) ? Nicht weit von Campo di sotto

Grund einer von Campo di sotto gezeichneten Skizze und meiner Begehung die Hauptkonturen des Suessschen Bildes deuten zu können und gebe sie deshalb in der untenstehenden Skizze wieder.

Der Gipfel 2870 *m* liegt nur perspektivisch mitten in der Trias, in Wirklichkeit geht die Grenze von der Zahl 8 über 1 vor ihm und hinter dem Felsen von 5 vorbei. Vermutlich liegen die gleich zu besprechenden Aufschlüsse in der NO streichenden Esinozone hinter den Felsen von 7 und noch etwas höher. 3 erscheint auch aus der Entfernung gelb. Bei der folgenden Wegbeschreibung wolle man die Abbildungen und die Karte vergleichen.

Ich stieg von Malga Adamè leider im Nebel über den obersten Kehren des Zickzackweges schräg nach S über normalen Tonalit in die Höhe bis in die Nähe der zweiten auf pag. 78 (Fuß-

Fig. 25.



Hauptkonturen des Suessschen Bildes im „Antlitz der Erde“ I. pag. 317.

1 nördliche, 2 südliche Runse des Forcel rosso (O-Seite), entsprechend den Bezeichnungen in Fig. 24. Ebenso 3 Zellenkalk. 4 Wohl Werfener Schichten. 5 Muschelkalk + Reitzischichten. — 6 Kontur des aus Tonalit bestehenden Vordergrundes. 7 Etwa Region des NO streichenden Esinomarmors. 8 Region der NW streichenden Zone von Wengener Schichten + Esinomarmor.

note 6) erwähnten Runse der Werfener Schichten. Dort traf ich sehr bald viele Bruchstücke von Werfener Schichten, Zellenkalk, unterem Muschelkalk, Wengener Schichten und Esinokalk, sämtlich metamorph, aber in der typischen Beschaffenheit. Auch sah ich ein Stück eines Schörlpegmatitganges mit Schörlen von über 5 *cm* Länge und meist senkrechter Stellung zum Salband, ähnlich wie es auch die Pegmatitgänge des Heidelberger Granites am Schlosse mitunter erkennen lassen. Die Werfener Schichten bestehen anscheinend hauptsächlich aus Hornfelsen. Drusen in ihnen sind zum Teil mit schönen Chabasitkriställchen erfüllt. Ich fand eine Platte von Hornfels mit mehr als 20 etwas verdrückten, zum Teil aber doch ganz deutlichen Exemplaren der *Naticella costata*, wodurch eine sehr erfreuliche und wichtige paläontologische Kontrolle der petrographischen Schichtbestimmung ermöglicht wurde. Beim weiteren Anstieg zur Runse 1 der Figuren 24 und 25 traf ich links (NW) Tonalit, rechts Zellenkalk anstehend. Die aus dem Gehänge hervorragenden Zellenkalkfelsen sind

äußerst brüchig und lassen fast stündlich Steinfälle in die Tiefe gehen, so daß das Begehen der Hänge nicht ungefährlich ist. Weiter nach oben erkennt man, daß sich zwischen den Zellenkalk und den Tonalit noch Muschelkalk und Esinokalk und ganz oben SW des Passes die dunklen dünnschichtigen Hornfelse der Wengener Schichten einschieben. Der Esinomarmor geht schon ein Stück unterhalb des Passes und ebenso jenseits auf der Fumoseite auch auf das für den Wanderer linke, nordöstliche Gehänge der Runse hinüber, so daß der eigentliche Paßeinschnitt in ihm verläuft. Ich maß in ihm in der Runse auf der Adamèseite N 67 W-Streichen und äußerst steiles SW-Fallen, in den Wengener Schichten jenseits des Passes aber N 75 W-Streichen, steil NO-Fallen und ebenso im Zellenkalk diesseits des Passes, wesentlich tiefer, NO-Fallen entsprechend der Figur 24. Der Paßeinschnitt, den ich benützte, dürfte der auf *A* mit der Kote 2698, auf *O* 25 mit 2708 *m* bezeichnete sein; die Runse, in der ich zuerst abstieg, ist wohl diejenige, die auf beiden Karten schließlich zur Malga Pietrafessa hinunterführt. Auf der südlichen, rechten Seite dieser Runse liegen die sehr dünnschichtigen, knotig struierten und zum Teil von Tonalitapophysen durchsetzten Hornfelse der Wengener Schichten, wie schon erwähnt, mit N 75 W-Streichen und steilem NO-Fallen unter dem Esinomarmor. Beim Abstieg biegen die Schichten etwas um, so daß ich nach einiger Zeit, mich mehr südlich, aber zunächst noch in der Nähe der Runse haltend, in den Wengener Schichten N 40 W-Streichen bei steilem NO-Fallen fand. Hinter diesen Wengener Schichten folgt nach außen noch einmal Marmor vom Habitus des Esinomarmors und noch einmal eine dunkle Gesteinszone, die entweder den Wengener Schichten angehört oder einen veränderten Eruptivgang darstellt. Reitzischichten sah ich dort anstehend nicht, wohl aber weiter nach außen den plattigen Muschelkalk mit dunklen, rostbraun verwitternden Gängen. Ich stieg dann etwas nach SW über die Felsen hinunter und gelangte nicht weit von der Runse entfernt zu einem schmalen Horizontalpfad, der nur auf *O* 25 eingezeichnet ist und in ungefähr 2400 *m* Höhe[1]) nach SW führt. Dort steht Esinomarmor in N 55 O streichenden, ganz steil NW fallenden Bänken an. Es vollzieht sich also das Umschwenken des Streichens der Zone von SO nach SW auf ganz kleinem Raume und jedenfalls nicht allmählich, sondern rasch, ja plötzlich, so daß es mir zweifelhaft erscheint, ob die von mir auf *G* eingezeichnete knieförmige Biegung scharf genug ist. Vielleicht wird die Umbiegung durch Brüche vermittelt. Das könnte man aber natürlich nur durch genaue Begehung des ganzen Gehänges an einem nicht nebeligen Tage feststellen. Beim Weitergehen nach SW fand ich von oben herunterstürzende Bruchstücke von typischen metamorphen Reitzischichten, nämlich dünnschichtigen weißen Marmor mit Kieselknollen, und massenhaft Schutt des unteren Muschelkalkes. Der Weg führt nun zu einer Hütte, die jenseits einer bachdurchströmten Runse in etwa 2100—2200 *m* Höhe liegt. Sie wird von den Bewohnern „Pietrafessa" genannt, ist aber jedenfalls nicht identisch mit der auf den Karten so benannten Hütte. Wenn meine allerdings durch den Nebel unsicher gemachte Orientierung richtig ist, würde sie auf *A* etwa 1 *cm* südlich des Punktes 2502, auf der rechten Seite der dort eingezeichneten Doppelrunse, oberhalb der Felsabstürze liegen. Es ist das ungefähr die Stelle, an der auf *G* der Weg der dort eingezeichneten Malga Pietrafessa unter dem großen „*m*" von Adamello hindurchführt. Der Esinomarmor hält nun bis kurz hinter und unter den Runsenübergang oberhalb dieser oberen Hütte von Pietrafessa an. Unter ihm scheint nur noch Tonalit den Hang zu bilden. Der Weg führt oberhalb der Hütte und oberhalb der Felsabstürze weiter zu dem Vorsprung, der den Ervinakessel östlich begrenzt, und biegt dort angelangt in den Kessel hinunter. An dem Eckvorsprung findet sich in einer Runse wieder N 40 O streichender,

[1]) Nach der Karte, nach meinem Barometer tiefer.

hier aber steil SO fallender Marmor, wohl der Esinostufe angehörig, und streicht ziemlich genau auf Ervina di sopra zu. Sonst dagegen steht auf dem ganzen Wege zu dieser Hütte sowie darüber und darunter nur Tonalit an.

IV. 6. Ervina di sopra—Passo d'Ignaga—Passo delle Casinelle—Valsaviore.

(Vergl. *G*, *A*, *O* 25 und Blatt Monte Castello von *J* 25.)

Ich stieg von der Hütte nach WNW in die Höhe und traf erst Tonalit, dann Werfener Schichten an. Diese sind vom Tonalit umschlossen, scheinen aber eine Strecke weit nach SW durchzustreichen. Es folgt von neuem Tonalit, für längere Zeit Perm und endlich das Grundgebirge. Die metamorphen, ursprünglich wohl meist phyllitischen Gesteine dieses letzteren streichen zuerst N 15 O, dann N 30 O, N 50 O, O—W, bei meist mittlerem, stets nach O, beziehungsweise SO und S gerichtetem Fallen. Schon lange vor dem Passe tritt in ihnen Tonalit in oft beträchtlichen Massen auf, die Schieferschollen umschließen. Von diesen Tonalitmassen ist auf der Karte nur eine schematisch dargestellt worden. Auf weite Strecken verfolgbare, wenig mächtige, oft rinnenartig vertiefte Porphyritgänge durchbrechen die Schiefer. Ich habe sie gemeinsam mit Riva gesammelt; und sie sind von ihm beschrieben worden [1]. Er stellt einen Teil zu den Spessartiten, einen anderen Teil spricht er mit Vorbehalt als umgewandelte, und zwar wahrscheinlich kontaktmetamorphe Diabase an. Einer der letzteren Gänge streicht N 50 O. Jenseits des Passes geht es in dem Schiefersystem über Malga Ignaga hinunter nach Valsaviore. In meinem Notizbuch von 1894 finde ich die Angabe, daß auf der Fumoseite des Passes sehr viel Gneis in den Schiefern auftritt. Ich glaube mich indessen zu entsinnen, daß das nicht für die Fumo-, sondern für die Savioretalseite zutrifft. Vielleicht beruht die Notiz also nur auf einem Schreibfehler.

Die Wanderung vollzieht sich in dem auf Figur 25 vom Vordergrunde (6) verdeckten Teil des Bildes.

IV. 7. Lincino—Forcella di Boss—Salarno.

(Vergl. *G*, *A* und Blatt Monte Adamello von *J* 25.)

Auf dieser schon 1890 durchgeführten und nie mehr wiederholten Wanderung konnte ich die Triasbildungen in metamorpher Fazies noch nicht genügend sicher unterscheiden, so daß ich heute annehme, daß außer den sicher vorhandenen Werfener Schichten und Zellenkalklagen in der Höhe auch noch die höheren Niveaus bis zum Esinokalk vertreten sind. Meine damaligen Notizen machen es mir wenigstens wahrscheinlich; dennoch habe ich auf der Karte darauf verzichtet, diese nicht ganz sichere Annahme zum Ausdruck zu bringen. Ich ging damals nicht auf dem auf *G* und *J* 25 eingezeichneten, übrigens auch schwer zu findenden Pfade [2]) von I Morti in die Höhe, sondern stieg direkt in der NW gerichteten steilen, stellenweise schwer zugänglichen Hauptruuse von Lincino hinauf. Eine Beschreibung der Wanderung findet man in meiner Arbeit 1897, pag. 166. Zur Ergänzung führe ich nur noch an, daß man beim Anfstieg zuerst grauen Marmor anstehend trifft, von dem ich jetzt glauben möchte, daß er dem Muschelkalk angehört, während der weiße, mehr gegen den Tonalit folgende Marmor wohl Esinokalk sein dürfte. „Metamorphosierte Schiefer, die als Einlagerung im weißen Marmor" ziemlich hoch oben auftreten, könnten den Wengener Schichten entsprechen. Das Streichen und Fallen der Trias ist auf *G* eingetragen. Offenbar sind

[1]) 1896, pag. 225 und 198, 217, 218, sowie 1897, pag. 22.

[2]) Auf *A* mit Recht weggelassen.

dort genau dieselben Erscheinungen in bezug auf Lagerung und Vertretung der Schichten zu konstatieren wie in der schon beschriebenen südöstlichen Fortsetzung der Zone; das heißt unten fehlen die jüngeren Bildungen ganz, die älteren Sedimente über dem Grundgebirge sind in der Mächtigkeit reduziert. Oben sind sie starker entwickelt. Dem entspricht auch, was ich 1904 beim Aufstieg von Lincino zur Malga Adamè aus der Ferne sah. Danach dürfte in der Runse oberhalb Lincino rechts (auf der linken Runsenseite) bis etwa zu halber Höhe Tonalit anstehen. Dann stellt sich rechts weißer Marmor (? Esinokalk) ein, der noch etwas höher bei einem Firnfeld auch nach links hinübergeht und schließlich in steilen, fast, oder wirklich, vertikalen, ganz oben aber etwas nach NO einfallenden Platten den kleinen Gipfel rechts der Paßhöhe bildet. Es ist das dieselbe Umbiegung, die ich von dem Forcel rosso beschrieben und in Figur 24 bei 4 abgebildet habe.

Auch vom Passo del Coppo [1]) sieht man sehr schön, daß die Grenze zwischen dem Tonalit und der Marmorzone mitten durch den kleinen Gipfel nordöstlich der Forcella di Boss geht und sich nördlich des Lago di Boss steil ins Salarnotal hinunterzieht.

IV. 8. Cedegolo—Andrista—Val Saviore—Ponte—Saviore.

(Vergl. G, A und Blatt Capo di Ponte von J 25)

Beim Aufstieg von Cedegolo zum Kirchlein von S. Nazzaro [2]), südlich Andrista, überall biotitführende feinkörnige Gneise mit mittlerem, gelegentlich auch mäßigem S-Fallen. S. Nazzaro liegt bereits auf einem Gletscherschliff. Die Schlucht darunter ist, wie schon erwähnt, offenbar post-, wenn nicht zum Teil subglazial, ebenso wie der tiefe Oglioeinschnitt bei Cedegolo. Auch hinter Andrista herrschen feinkörnige Gneise und glimmerschieferartige Gesteine mit genau O—W-Streichen und mittlerem S-Fallen. Eine halbe Stunde hinter Andrista fand ich 1894 gemeinsam mit Riva einen nicht anstehenden Block von Porphyrit, den Riva (1896, I., pag. 191) beschrieben und trotz weit vorgeschrittener Zersetzung als Hornblendeporphyrit bestimmt hat. Von den steilen Felsen unter St. Androla kommen Stücke von echten Phylliten herunter; und kurz vor den Fienili Pozzuolo steht echter Phyllit mit meist mittlerem S-Fallen an. Dieser hält dann einige Zeit lang an. Weiterhin bedeckt Moräne das linke Ufer in größerer Ausdehnung, tritt auf das rechte Ufer hinüber und zieht sich über Fresine und Ponte weit ins Brate- oder Salarnotal hinein. Zwischen Fresine und Valsaviore [3]) stehen wieder echte, und zwar meist helle, silberglänzende Phyllite mit OW- bis ONO-Streichen und mittlerem S-Fallen an. An einer Stelle liegt ein großer Block davon mit unregelmäßig verzweigten Adern von Eisenspat.

Auch auf der Straße von Valsaviore nach Saviore stehen ONO streichende und S fallende Phyllite an. Oberhalb Ponte sieht man bei günstiger Beleuchtung prachtvoll die langgestreckten Marmorzüge im Tonalit des nördlichen Berbignagahanges.

[1]) Zwischen Salarno und Val Malga.

[2]) J 25.

[3]) Über Isola—Fresine vergl. auch pag. 62 dieser Arbeit.

V. Sedimentgebiet auf der Südseite des Baitone-Tonalitspornes bis Cedegolo—Saviore—Val di Salarno (einschliesslich).

V. A. Tonalitstöcke des M. Marsèr und Umgebung.

V. A. 1. Saviore—Talgrund der Val di Salarno bis zum Gletscher.

(Vergl. *G*, *A* und Blätter Capo di Ponte, Sonico und M. Adamello von *J* 25.)

Über die geologischen Verhältnisse, die man auf dieser Wanderung beobachtet, habe ich bereits 1897 [1]) alles Wesentliche mitgeteilt. Ich hebe also nur noch einmal hervor, daß die Streichrichtung der bei Saviore noch normal wie bei Cedegolo gestellten kristallinen Schiefer sich gegen den Tonalit hin der Kontaktfläche anpaßt, so daß schon lange unter der ersten Talstufe, also in mehr als $1^1/_2$ *km* vom Tonalit NNW-Streichen und östliches Fallen zu beobachten ist. Zwischen dem Grundgebirge und dem Tonalit scheinen unten im Tal nur noch Perm und Werfener Schichten eingekeilt zu sein. Daß in größerer Höhe auch noch jüngere Abteilungen der Trias bis zum Esinokalk vertreten sind, darauf deuten erstens die bereits auf pag. 82 mitgeteilten Beobachtungen über die Forcella di Boss und zweitens Bruchstücke von reinweißem Marmor, die ich nicht anstehend im Tale fand. Bewiesen wird es durch die in V. A. 2. mitgeteilten Beobachtungen über den Passo del Coppo.

Die bereits 1891 [2]) von mir beschriebenen Schollen von Hornfelsen im Tonalit, die durch die in ihnen enthaltenen Glaseinschlüsse bemerkenswert sind, gehören jedenfalls den Werfener Schichten an. Die Grenze des zusammenhängenden Tonalitgebietes liegt zwischen den Sennhütten von Macesso di sotto und di sopra. Die Steilstufe zwischen diesen Hütten gehört bereits dem Tonalit an. Von da bis zum Gletscher herrscht ausschließlich Tonalit. Stark entwickelte bis zu dem Rifugio reichende Seiten-, beziehungsweise Stirnmoränen zeigen die viel größere Ausdehnung des Gletschers in nicht weit zurückliegender Zeit, offenbar den siebziger Jahren an. Sie treten auf *A* gut hervor. — Die Stufenbildung des Tales ist sehr charakteristisch. Eine ganze Anzahl von teils noch erhaltenen, teils schon ausgefüllten Seebecken ist in die flachen Terrassen eingesenkt. Man vergl. darüber am besten *J* 25 (M. Adamello).

V. A. 2. Saviore—Passo del Coppo und Passo del Coppetto—Malga Frino im Malgatal.

(Vergl. *G*, *A* und die Blätter Sonico, Capo di Ponte von *J* 25.

Über diesen für das Verständnis der Adamellogeologie wichtigen Übergang habe ich bereits 1897 [3]) ein paar Mitteilungen gemacht, die indessen ergänzungs- und verbesserungsbedürftig sind. Wie außerordentlich kompliziert die Lagerungsverhältnisse in diesem Gebiete sind, das habe ich schon damals hervorgehoben; und es geht zur Genüge aus der Karte hervor. Ich ging [4]) von Saviore auf einem der höheren Wege am Gehänge entlang, geriet aber zu hoch und infolgedessen nicht nach Malga Pesce, sondern höher als diese in die steilen auf *J* 25 schematisch, aber doch

---

[1]) 1897, II, pag. 166.

[2]) 1891, I., pag. 471.

[3]) 1897, II., pag. 167.

[4]) Bei meiner ersten Wanderung kam ich von der Val Malga her und machte den Abstieg vom Passo del Coppo aus größtenteils im Dunkeln. Daß meine früheren Angaben zum Teil nicht ganz korrekt sind, beruht auf dem raschen Hereinbrechen der Dunkelheit. Ich bin damals wohl nicht über den tiefsten, sondern einen etwas höheren westlichen Einschnitt gestiegen.

erkennbar dargestellten Runsen hinein. Am Gehänge in die Höhe steigend erreichte ich dort einen kleinen, stellenweise schwer zugänglichen Horizontalpfad und, diesem folgend, den gleichfalls undeutlichen und schwer zu findenden Pfad von Malga Pesce. Es ist anzuraten, daß man sich für diese Tour einen lokalkundigen Hirten mitnimmt. Der Weg führt von Saviore am Gehänge entlang erst durch Moräne, dann durch echte Quarzlagenphyllite hindurch. Etwa von der Stelle an, an der auf *G* das Metamorphosenzeichen eingetragen ist, zeigen sich makroskopische Spuren der Kontaktmetamorphose. Insbesondere tritt Andalusit auf. Das Streichen fand ich erst NNO bei mittlerem O-Fallen, in der Kontaktzone aber, nahe dem Marsèrtonalit, NW bei ziemlich steilem NO-Fallen. Schon vor der großen Runse, unterhalb des Felsvorsprunges 2100 auf *J* 25, steht cordieritreicher Phyllithornfels und gleich darauf normaler Tonalit an. In der Runse kommt von oben her grobkörniger, schneeweißer, silikatfreier Marmor vom Typus des metamorphen Esinokalkes herunter. Ich habe mich beim Zeichnen der Karte dazu entschlossen, diesen, der großen dreieckigen Triasscholle des Marsèrtonalits angehörigen Marmor als Muschelkalk darzustellen, weil östlich von ihm auf den Marsèrtonalit erst Perm und dann untere Trias folgt. Ich bin aber heute der Ansicht, daß es sich um eine besonders tief eingesunkene Scholle von Esinomarmor handelt[1]. Einige hundert Schritte hinter der Runse stehen plötzlich von neuem Phyllithornfelse mit N 40 W-Streichen und steilem NO-Fallen an. Der Punkt 2100 (*J* 25) ist wieder Tonalit. Dann aber geht es bis zum Punkt 2299 (*J* 25, *A*[2]) immer über die Phyllite. Dort reichen sehr merkwürdigerweise die Phyllite von unten her bis an die Triasmarmorscholle des Marsèrtonalits heran. Offenbar hat sich beim Versinken im Tonalit die Marmorscholle dort gegen die Bassinwand des Tonalites angelegt! Es geht nun unter dem Marmor entlang in das Hochtal des Paßüberganges hinein. Ganz rechts unten (auf der linken Talseite) bildet Phyllit noch den Kamm; sonst aber setzt Tonalit das ganze Talgebiet zusammen: und erst hoch oben erreicht man die auf *G* ersichtliche Permzone. Der Tonalit hat Schollen des Perms scheinbar umschlossen, kleinere Stücke von ihnen wirklich abgelöst. Die großen Schollen sind aber ebenso wie schon die letzten Phyllitaufschlüsse oberhalb Malga Pesce nach dem Verlauf der Kontaktfläche des zusammenhängenden Tonalitgebietes orientiert, streichen N 10 W und fallen steil nach O ein. Ich glaube daher, daß sie wenigstens zum Teil ebenso wie die scheinbaren Marmorschollen des Pallobiatales und des nördlichen Berbignagahanges unterirdisch mit der zusammenhängenden Sedimentmasse in Verbindung stehen. Der diese Permaufschlüsse umgebende „Tonalit" ist hornblendefrei. Er hat offenbar die Permgesteine in weitgehendem Maße resorbiert. Es ist oft schwer, die Grenze zwischen ihm und den kleineren Einschlüssen zu ziehen. Der tiefste Paßeinschnitt (2630 *m*) liegt im Perm. Links oben auf der Nordseite des Marsèr erkennt man eine kleine Marmorscholle im Tonalit, der 33 Schritte westlich vom tiefsten Paßeinschnitt beginnt. Es ist dort normaler Tonalit. Ich ging bis zu der ersten kleinen Marmorscholle des Marsèr hinauf. Der petrographischen Beschaffenheit nach möchte ich auch diesen Marmor für metamorphen Esinokalk halten. Auf der Ostseite des Passes bestieg ich den Vorgipfel der Cima del Coppo, der etwa 20—30 *m* niedriger ist als diese. (2770 *G*.) Ich fand bis oben hin nur hochmetamorphes Perm. Von oben sah ich, daß der Gipfel 2751 (*G*, *A* und *J* 25) aus Marmor besteht, der sich vor den Listoni del Miller nach NW hinunterzieht. Leider war nicht zu erkennen, was zwischen meinem Gipfel und dem Gipfel 2751 liegt, der Farbe nach wohl sicher noch Perm, vielleicht auch Tonalit, vermutlich ebenfalls Werfener Schichten.

---

[1]) Ist nachträglich auf der Karte korrigiert.

[2]) Auf *G* dort, wo das „*a*" von Mga (di Macesso) gedruckt ist.

Der Lage und seiner kompakten Beschaffenheit nach kann der Marmor des Gipfels 2751 *m* jedenfalls nicht mehr Werfener Marmor sein, sondern er muß wenigstens, wie auf *G*, zum Zellenkalk, wenn nicht gar zum Esinokalk gestellt werden. Die auffällige rote Farbe der Permhornfelse meines Gipfels beruht nur auf reichlicher Eisenoxydausscheidung bei der Verwitterung. Beim Abstieg vom Passe in das schuttertfüllte Tal der Nordseite hat man erst links nur Tonalit und rechts nur Perm. Dann stellen sich links auch vereinzelte Marmorblöcke, zum Teil auch von kristallisierten Silikaten durchwachsen, und dann mehr dem Muschelkalktypus entsprechend ein. Sie rühren zweifellos von Schollen im Marsèrtonalit her. Gegen unten erhebt sich mitten in dem Tal eine wie dies streichende Reihe von glazial gerundeten Felsbuckeln, deren größter und tiefster orographisch scheinbar ganz unmotiviert in der Mitte des Tales wie ein riesiges Walroß hoch und weithin sichtbar aufragt. Rechts von dem Buckel geht das Coppotal dann in das Tal des „Canale del Fossale" hinunter, links setzt es sich in das Coppettotal fort. Es gabelt sich also nach unten. Vermutlich soll die sonderbare Strichelung auf *J* 25 nördlich der sich wohl darauf beziehenden Kote 2297 diesen Hügel andeuten. Da der trennende Buckel bei allen Erörterungen über die Entstehung der Talform und der geologischen Verhältnisse des Marsèr eine Rolle spielen wird, so habe ich das Bedürfnis nach einem Namen empfunden und schlage vor, ihn als den „Tricheco" (Walroß) zu bezeichnen. Zweifellos ist die Trichecohügelreihe ein alter Bergkamm, der das jetzt oben einheitlich erscheinende Tal in zwei ursprünglich getrennte Furchen zerlegte. Die Glazialerosion hat den obersten Teil der Wasserscheide zerstört und die Rundhöcker als Reste stehen lassen. Es ist derselbe Vorgang im kleinen, der im großen die sonderbare Gabelung der Täler des Comer Sees, des Luganer, Iseo- und Gardasees bewirkt hat, wie im allgemeinen Teile der Arbeit begründet werden wird.

Noch oberhalb der Trichecoreihe liegen auf der rechten Talseite Blöcke von kontaktmetamorphen kristallinen Schiefern herum. Die Buckel bestehen aus ihnen, und zwar streichen sie N 26 bis 35 W und fallen steil nach O, also unter die Permtriaszone und das Haupttonalitmassiv ein. Die Schieferhornfelse sind meist feldspatreich. Sie wären vielleicht besser zu den Rendenaschiefern zu stellen. In ihnen fand ich 1894 mit R i v a zusammen einen N 75 O streichenden, 70—75° N fallenden Gang von Quarzglimmerporphyrit, den R i v a (1896, I., pag. 206, und 1897, pag. 14) beschrieben hat. Der Gang ist zwischen 70 und 150 *cm* mächtig. Der ganze Kamm östlich[1]) besteht aus Perm. Ich ging an der dem Marsèr zugekehrten Wand des Tricheco entlang. Er besteht auch dort aus feldspatreichen Hornfelsen, die N 25 W streichen und mäßig steil bis steil nach O fallen. Sie kümmern sich also tektonisch nicht um den Marsèrtonalit, sondern sind auch hier nach der Kontaktfläche des Hauptmassivs orientiert.

Der Monte Marsèr hat seinen Namen[2]) offenbar von der brüchigen, faulen Beschaffenheit seiner Wände erhalten. In der Schweiz würde er Faulhorn heißen. Es ist erstaunlich, welche Schuttmassen sich infolgedessen an seiner Nordseite angehäuft haben. Der Kontakt zwischen den kristallinen Schiefern und dem Tonalit ist dort natürlich unter den Halden verborgen. In diesen sah ich außer ganz oben nahe dem Tricheco, wohin auch etwas Perm offenbar vom oberen Talabschnitt aus gelangt ist, nur Tonalit. Steigt man an der Nordwand des Marsèr entlang bis zu dem Eckvorsprung, der das Coppettotal nach Osten begrenzt, so findet man dort im Schutt kristalline Schiefer, die den unteren Teil des Vorsprunges zusammensetzen, während der obere Teil aus Tonalit besteht. Der schuttbedeckte Stufenrand, der auf *J* 25 SSO von Malga del Coppo eingezeichnet ist,

[1]) Östlich von „le" in Fossale auf *J* 25.

[2]) Marcio = faul.

und ebenso der Buckel, unmittelbar SW der Malga, besteht aus kristallinen Schiefern (anscheinend meist Phyllithornfelsen). Von der verfallenen Malga aus sieht man gut, daß die Grenze zwischen dem Tonalit des Marsèr und dem Phyllit des Coppetto sehr steil, wenn nicht vertikal in der ersten Runse östlich des Coppettotales verläuft. Ich führe das ausdrücklich an, weil es dem Leser zeigt, auf welchen Beobachtungen die für den Marsèrtonalit gewählte nördliche Grenzlinie beruht.

Geht man von Saviore über den Coppettopaß (2527 *m*) zu der eben erwähnten Malga del Coppo, so bleibt man, wenn ich von Schutt und lokaler Moranenbedeckung absehe, die ganze Zeit in phyllitischen Gesteinen. In diesen maß ich nahe Saviore NO, ONO und O—W, vorherrschend aber ONO-Streichen bei stets südlichem Fallen. Oberhalb Malga Casentia fand ich N 50 O bei mittlerem S-Fallen, auf dem Paßkamm wieder N 40 O bei mittlerem S-Fallen. Das Grundgebirge hat also hier, westlich des Marsèr, noch nicht die charakteristische Anpressung an die Kontaktfläche der Haupttonalitmasse durchgemacht, sondern zeigt im wesentlichen das Streichen des Südflügels der großen Camonicaantiklinale. Was die Gesteine betrifft, so fand ich fast nur echte, auf der Südseite zum Teil granatführende Phyllite, nur selten Gneise. Zeichen der Kontaktmetamorphose treten makroskopisch von der Stelle an auf, an der ich die entsprechende Signatur eingezeichnet habe. In den großen Schutthalden des südlichen Coppettotales sind besonders Andalusitgesteine häufig. Der Gipfel 2641 der Karte *J* 25[1], bis an dessen Fuß ich heranstieg, besteht aus Tonalit, und dieser Tonalit zieht sich auf der Nordseite des Kammes weit hinunter. Er bildet das Corno Calcinaio, das seinen Namen von den in den Tonalit eingeschlossenen Triasmarmorschollen hat[2]. Ich habe diese nicht an Ort und Stelle untersucht, fand aber beim Abstieg zur Malga del Coppo zusammen mit Riva Bruchstücke von ihnen, neben zahlreichen Trümmern von Porphyrit- und Diabasgängen, die Riva später noch allein im Felde anstehend aufgesucht und petrographisch eingehend beschrieben hat[3]. Alle diese Gänge setzen nach ihm in Phylliten auf; einer streicht N 30 W, ein anderer N 40 W. Sie werden von ihm als Quarzglimmerhornblendeporphyrit, Glimmerporphyrit und „Diabas (?)" bezeichnet.

Die Begrenzung des Calcinaiotonalites habe ich auf der Karte nach den Beobachtungen vom Wege Coppetto—Frino und Frino—Premassone—Rino gezeichnet. Beim Abstieg vom Rifugio del Baitone nach Premassone sieht man gleichfalls die Tonalitmasse des Corno Calcinaio mit der auf der Karte eingezeichneten Triasscholle sehr deutlich. Nur sah es mir von da aus, als ob der eigentliche Gipfel 2641 des Calcinaiokammes[4] nicht mehr aus Tonalit, sondern aus Phylliten bestünde. Auf der Wanderung von Saviore über den Coppettopaß bin ich aber, wie schon angeführt, in dem Hochtal der Südseite möglichst dicht an diesen Gipfel herangegangen und finde in meinem Tagebuch die Notiz, daß er aus Tonalit besteht.

Gleich östlich der Malga del Coppo erhebt sich ein hoher Felshöcker, der „Campanone del Coppo" (2141 *m*[5]). Er besteht aus Tonalit, der eigentümlich rostfarbig verwittert und stellenweise Einschlüsse von cordieritreichem Phyllithornfels enthält. Dieser Tonalit gehört offenbar einem Sporn an, der sich von der Haupttonalitmasse zwischen Frino und Premassone ablöst und ungefähr in der auf *G* dargestellten Weise nach S vorspringt. Man erreicht nämlich beim Abstiege nach Frino hinter den Tonalitaufschlüssen von neuem die Phyllithornfelse, um an der fünften Runse hinter

[1]) „*P*" des P. del Coppetto auf *G*.

[2]) Calce = Kalk.

[3]) Vergl. 1896, l., pag. 198, 211, 217.

[4]) *J* 25. Auf *G* ist es der Gipfel unter dem „*P*" von „P. del Coppetto"

[5]) *J* 25. Auf *A* Name weit entfernt von der Kote.

Malga del Coppo dann definitiv in das zusammenhängende Tonalitgebiet einzutreten. Hinter der zweiten Runse maß ich einmal in den Phyllithornfelsen NNW-Streichen und steiles O-Fallen; dann aber sind die Gesteine so verworren gefaltet und gefältelt, daß Messungen zwecklos sind. Die Gesteine des Schieferkeils sind stellenweise von Tonalitadern ganz durchdrungen. Die Grenze zwischen den Schiefern und dem zusammenhängenden Tonalitmassiv geht sehr steil, aber offenbar nicht geradlinig in die Höhe. Aus dem gänzlichen Fehlen von Perm- und Triasbruchstücken längs des Weges schließe ich, daß der Kamm, der vom Gipfel 2600 (*G*) nach WSW zieht, nicht mehr von der Permtriaszone überschritten wird.

V. B. Die Sedimentzungen und Tonalitsporne des Baitonegebietes.

V. B. 1. Frino im Malgatal oder Premassone—W-Ufer des Lago Grande del Baitone—Rifugio[1] am Lago rotondo.

(Vergl. *G*, *A* und Blatt Sonico von *J* 25.)

Man kann von Frino direkt zum Hauptbaitoneweg emporsteigen; doch ist der Pfad[2]) schwer zu finden und nur Schwindelfreien zugänglich. Ich fand auf ihm ebenso wie auf dem von Premassone abgehenden Hauptweg nur normalen Kerntonalit. Die Malga Baitone liegt auf einer Talstufe, die durch den stark rückwärts verlegten unteren Wasserfall schon wieder halb zerstört ist. Das von mir nie betretene ganz tonalitische Millertal bricht gleichfalls mit einer riesigen Steilstufe beinahe 400 *m* tief ab, so daß der Weg hinauf den Namen der „Scale del Miller" erhalten hat. Der Weg zum Baitonesee führt westlich des steilen, den See entwässernden Wasserfalles empor und trifft die aus der Karte ersichtliche Rendenaschieferzone, gleich nachdem er den Seebuckel erreicht hat. Der See ist vollständig von wunderbaren Rundhöckern begrenzt. Ich gebrauche für ihn die Bezeichnung „Lago Grande (del Baitone)", zum Unterschiede von den anderen Seen des Gebietes. Die Schiefer bestehen fast ganz aus Gneisen, sind aber mehr oder weniger stark kontaktmetamorph verändert. In der drittletzten Runse von *J* 25 mischen sich mit ihrem Schutt auch wieder Trümmer von Kerntonalit; und bald darauf erkennt man, daß die auf der Karte dargestellte mächtige Apophyse von Tonalit hoch über dem Wege mit ziemlich flacher Grenze über den Rendenaschiefern entlang nach W zieht. Hinter dem See-Ende sieht man links Wasserfälle, die „Cascatelle" von *A*. Dort liegen unten große Blöcke von metamorphem Permkonglomerat mit Trümmern von Porphyr, kristallinen Schiefern und Quarz herum. Der Weg zum Rifugio quert die große Tonalitapophyse nördlich des Sees und geht von neuem in die Rendenaschiefer hinein. Diese sind stellenweise von Tonalitadern durchdrungen, während umgekehrt der Tonalit, den man kurz vor dem Rifugio erreicht, Einschlüsse der Schiefer enthält. Der Rundhöcker, auf dem die Schutzhütte steht, enthält merkwürdigerweise im normalen Tonalit Schollen von hochmetamorphen, sehr dünnschichtigen Gesteinen, die ich auf Grund ihrer petrographischen Beschaffenheit nur für Werfener Schichten halten kann, obwohl es schwer verständlich ist, woher dort Werfener Schichten kommen sollen. Sie sind meist als Amphibolite mit feiner Lagenstruktur entwickelt, zum Teil etwas gefaltet und bestimmten Lagen der untersten Werfener Schichten in der Val Daone bei Redotem und Ert zum Verwechseln ähnlich. Die mir bekannten Amphibolite des Grundgebirges sind in der Adamellogruppe nie so dünn lagenförmig struiert. Ich vermute, daß dort ähnlich, wie ich das schon für die Schollen von Marmor im Tonalit des Marsèr auf pag. 85 ausge-

[1]) Auf *G* „Capanna Baitone".

[2]) Man vergl. am besten *J* 25.

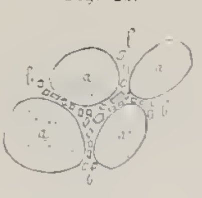
sprochen habe, eine Scholle von oben her tief im Tonalit versunken ist. In den Rendenaschiefern sind viel Hornfelsastite, mehr untergeordnet aber auch Hornfelsaviolite vertreten.

V. B. 2. Lago Rotondo—Lago Bianco.

(Vergl. *G*, *A* und Blatt Sonico von *J* 25.)

Der Lago Rotondo ist auf *A* offenbar durch ein Versehen verdoppelt. Wenigstens scheint mir die Form auf *J* 25 und *G* richtig dargestellt zu sein. Über die Grenzverhältnisse des Tonalites im Baitonegebiet gibt *G* genügend Auskunft. Zwischen dem L. Rotondo und dem Lago Bianco sind die Rendenaschiefer fast ganz von Tonalittrümmern bedeckt. Am Lago Bianco sah ich im Tonalit einen länglichen, $1^1/_2$—2 *dm* langen Phyllitquarzknauer. Resorptionserscheinungen habe ich makroskopisch nicht wahrnehmen können. Am Rande des Lago Bianco wie überhaupt an und in den Seen

Fig. 26.



Biancotonalit (*b*) als Füllmasse zwischen gewöhnlichen dunklen Schlierenknödeln (*a*). Hornblenden etwa 4—17 *mm*. Lago Bianco. Baitonegruppe.

der hohen Regionen der ganzen Adamellogruppe beobachtete ich die Erscheinung, daß die großen plattenförmigen Gesteinsstücke überraschend oft flach aufliegen, so oft, daß man meinen könnte, sie seien künstlich gelegt worden. Worauf diese Erscheinung beruht, ist mir nicht ganz klar. Die Gesteinstrümmer, die ich meine, gehören zu einem großen Teil wohl alten Oberflachenmoränen an. Ihre Lagerung erweckt den Eindruck, als ob sie durch gleitende Bewegungen der Stücke entstanden sei. Vielleicht beruht das darauf, daß der Winterfirn auf der Eisdecke der Seen gleitet und dadurch die Gesteinsstücke so lange bewegt, bis sie sich dem Boden flach anlegen.

Fig. 27.



Normaler Kerntonalit (*c*) mit Schlierenknödel von Biancotonalit (*b*). Hornblenden etwa 4—17 *mm* Lago Bianco. Baitonegruppe.

In den Tonalitblockmeeren des Lago Bianco beobachtete ich nicht selten eine besondere, durch die ungewöhnlich große, geradezu auffällige Zahl von gedrungenen, dicken, dichtgedrangten Hornblendekristallen ausgezeichnete Varietät des Kerntonalites, für die ich den Namen Biancotonalit, nach dem Lago Bianco, gebrauchen will. Ihr Verhalten zu den übrigen Gesteinsvarietäten ist recht interessant. Wie Figur 26 zeigt, bildet sie mitunter die Füllmasse für die gewöhnlichen dunklen, feinkörnigen Schlierenknödel, anderseits aber spielt sie selbst wieder die Rolle des Schlierenknödels dem normalen Kerntonalit gegenüber. (Vergl. Fig. 27.)

Sowohl der Biancotonalit wie der Kerntonalit und die dunklen Schlierenknödel werden von den Pegmatitgängen durchschnitten. Außer in der geschilderten Weise tritt der Biancotonalit auch in unregelmäßig schlierig ausgezogenen Partien im Kerntonalit auf.

Die Oberfläche der Schiefer am Lago Bianco ist überall glazial gerundet.

V. B. 3. Rifugio—Lago Lungo—Lago Gelato del contatto (2770 *m*).

(Vergl. *G*, *A* und Blatt Sonico von *J* 25.)

Vom Lago Rotondo in der Schlucht hinauf zum Lago Lungo. Auf beiden Seiten des Baches hochmetamorphe Rendenaschiefer, Gneise, von Tonalitadern durchdrungen, meist ganz verworren und unregelmäßig gefaltet; gelegentlich indessen nördliche Fallrichtungen deutlich. Am rechten Ufer sah ich eine Tonalitapophyse von höchstens 1 *m* Mächtigkeit, die scheinbar Hornblendekristalle enthält. In Wirklichkeit sind es aber Aggregate von Biotitblättchen, vermutlich Pseudomorphosen von Biotit nach Hornblende. Vor dem Lago Lungo liegt ein kleines, auf *G* noch gerade erkennbares Seebecken, für welches ich den Namen „L a g o P i c c o l o" gebrauchen will. Die Rundhöcker, die diesen Lago Piccolo unten begrenzen, bestehen aus Gneisen; und ebenso schalten sich Gneisrundhöcker zwischen die beiden Seen ein und kommen an vielen Stellen unter dem Schutt der Seeränder zum Vorschein. Meist sind die Gesteine ganz verworren gefaltet und gefältelt. Nur an einer Stelle fand ich ein ausgesprochenes nach O, also unter den Tonalit des Premassonekammes gerichtetes Fallen. Westlich des Lago Lungo erhebt sich die steile, in dem Bilde Tafel III, Fig. 1 dargestellte Felswand, deren weiße Gesteinsbänder schon aus weiter Ferne auffallen. Sie besteht ganz und gar aus kontaktmetamorphen Rendenaschiefern, meist Gneisen. Der Hintergrund, der im Bilde rechts sichtbar ist, besteht aus Tonalit. Es ist der hohe Kamm, der sich von der Roccia Baitone [1] zum Corno Baitone hinzieht. Ganz links oben liegt heller, nicht anstehender Tonalitschutt auf den Rendenaschiefern. Die weißen Bänder sind in der Mitte am stärksten und keilen sich nach beiden Seiten aus. Sie bestehen aus einer aplitartigen, hornblendefreien, biotitarmen Apophysenfazies des Tonalites. Sie entsprechen nicht der Schieferung der Gneise. Sowohl die Gneise wie die Apophysentonalitgänge werden von Gängen von Biotitpegmatit, Muskovitpegmatit und Schörlmuskovitpegmatit durchsetzt. Die Biotitblätter des Pegmatites zeigen gern die auch in den Biotitpegmatiten anderer Länder [2] häufige und charakteristische lange schmale Form bei geringer Dicke. Der Hintergrund des Kares [3] nordöstlich des Lago Lungo besteht ganz aus Tonalit. Der Felskamm, der dies Kar südlich begrenzt, ist auf der Tafel III, Figur 2 wiedergegeben. Man sieht deutlich, daß der Tonalit mit flacher Kontaktfläche auf den hochgradig kontaktmetamorph veränderten Rendenaschiefern aufliegt. Die Kontaktfläche entspricht nicht der verworren gefalteten Schichtung und Schieferung der letzteren.

Diese Lagerung erklärt wohl hauptsächlich die schon 1891 [4] von mir hervorgehobene Tatsache des unregelmäßigen Verlaufes der Tonalitgrenze zwischen Val Gallinera und Val Malga. Ein erheblicher Teil der beiden Sedimentzungen, die im Baitone mitten in das Tonalitgebiet vordringen, war wohl ursprünglich noch von Tonalit bedeckt. Durch Abtragung verschwand der Tonalit. Es

[1] Auf *G* fälschlich „Rocca".

[2] Zum Beispiel bei Heidelberg.

[3] Auf *G* die 307 der Kote 3070 darauf gedruckt.

[4] 1891, I., pag. 415.

wurde, um mit Suess zu sprechen, ein Fenster[1]) durch seine Unterfläche hindurchgebrochen; und durch das Fenster hindurch sehen wir den Untergrund.

Der Hintergrund des Kares gleich hinter dem See ist von einer typischen Firnfeldmoräne bedeckt, wie sie in der Adamellogruppe häufig auftreten[2]). Der longitudiuale Vertikalschnitt dieser unangenehm zu begehenden Blockmeere ist dreieckig. (Vergl. Fig 28.) Vorn, mitunter auch au den Seiten, fallen sie steil ab. Die Oberfläche ist relativ eben. Sie bestehen aus großen Blöcken wie aus kleinen Trümmern, die sich offenbar ursprünglich auf der Firnfläche bis zu deren Ende bewegten, dann aber den folgenden Trümmern als Riegel dienten.

Vom Lago Lungo aus kann man zu den beiden Laghi Gelati emporsteigen. Um Mißverständnissen vorzubeugen, werde ich den nordöstlichen, höheren (2800 *m*), mitten im Tonalit gelegenen als den „Lago Gelato della Tonalite", den südwestlichen, niedrigeren (2770 *m*), auf dem Kontakt zwischen Tonalit und den kontaktmetamorphen Gneisen gelegenen, als den „Lago Gelato del contatto" bezeichnen. Steigt man zu dem letzteren auf der rechten Seite des Baches, also links, empor, so bleibt man dauernd in den Rendenaschiefern. Diese sind verworren gefaltet, scheinen aber doch im großen und ganzen etwa nach NNO, also unter den Tonalit der Laghi Gelati einzufallen. Stellenweise treten in ihnen[3]) prachtvoll scharf kristallisierte Ikositetraeder ($2O2 = 211$) von rotem Granat auf, die sich auch weiter im SW immer in den kontaktmetamorphen Rendenaschiefern

Fig. 28.



Longitudinaler Vertikalschnitt durch die Firnmorane des Lago lungo im Baitonegebiet. (Schematisch.)

finden und den Bergen des Kammes zu ihren Namen verholfen haben (Corno, Cima, Campanili, Passo und Bocchetta delle Granate[4]). Die Rendenaschiefer sind auch hier von zahlreichen dünnen Adern und bis zu 1 *m* dicken Gängen von Tonalit durchdrungen. Das Gestein ist oft der typische hornblendefreie, glimmerarme, aplitartige Apophysentonalit; mitunter treten aber sehr glimmerreiche Varietäten auf, so daß alle Übergänge vom Apophysentonalit zum Massivtonalit vorhanden sind. SO vom Lago Gelato del contatto, aber noch etwas von ihm entfernt, erhebt sich der in dem umstehenden Bilde Figur 29 reproduzierte Rundhöcker[5]). Er besteht aus andalusitführendem Hornfels der Rendenaschiefer (*R*), die von gegabelten und anastomosierenden Apophysen von Tonalit *A* durchdrungen sind. Der Tonalit enthält zahlreiche, im Bilde besonders links über dem Firnfelde erkennbare Einschlüsse von Hornfels. Der linke dickere Gang vereinigt sich unter dem Firn des Vordergrundes mit der schmaleren rechten Ader. Es ist typischer Apophysentonalit. Die Masse aber ist schlierig-streifig struiert und sehr biotitreiche Schlieren, die sich in nichts von normalem hornblendefreiem Massivtonalit unterscheiden, vermischen sich mit dem saureren Material, so daß also

[1]) Freilich ist das Wort Fenster hier nicht im Sinne der Deckentheorie zu verstehen. Vergl. auch pag. 5.

[2]) Sehr schön auch im Feronetal in der Freronegruppe.

[3]) An Ort und Stelle anstehend?

[4]) Vergl. Prudenzini, 1891, Karte II.

[5]) Leider bei Nebel aufgenommen und daher mit wenig Kontrasten.

hier in derselben Gangspalte der Übergang vom Apophysentonalit zum Massivtonalit nachweisbar ist.

Der Lago Gelato del contatto hat eine annähernd dreieckige Form, die mir auf den Karten nicht in allen Einzelheiten richtig dargestellt zu sein scheint. Die nördliche Begrenzungslinie geht etwa von SO nach NW, die westliche von N nach S, die südliche von WNW nach OSO. Der Tonalit tritt im westlichen Teil der nördlichen Begrenzungslinie an den See heran. Aber die NW-Spitze und die Westseite bestehen aus Rendenaschiefern, hinter denen dann, allerdings in geringem Abstand, die gewaltigen Tonalitmassen der Roccia Baitone (3337 *m*) und des Castelletto (3150 *m*)

Fig. 29.



Verzweigte Gänge von Apophysentonalit im Rendenaschiefer. Lago gelato del contatto. Baitonegebiet.
R = Hornfelse der Rendenaschiefer — *A* = Apophysentonalit.
(Sal. phot.)

folgen[1]. Auch am Lago Gelato sah ich schöne Granaten in herumliegenden Trümmern von Hornfelsen. Es ist kaum glaublich, bis zu welchem Maße in der Umgebung des Sees die Rendenaschiefer von Tonalit durchdrungen sind. Mitunter entstehen förmliche Breccien, die auf der verwitterten Oberfläche bei flüchtiger Betrachtung wie Permbreccien aussehen, die aber aus einem Zement von Tonalit mit zahllosen Bruchstücken von Schiefern bestehen. In den Tonaliten dieser Apophysen

[1] Die richtigen Bezeichnungen sind nach Prudenzinis Angaben auf *A* eingetragen. Das Castelletto ist der dreistrahlige Gipfel südöstlich von Punkt 3240 auf *G*.

sah ich niemals Hornblende; doch enthalten sie nicht gerade selten die charakteristischen hohen Biotitprismen, wie sie der echte Massivtonalit besitzt. Am häufigsten allerdings treten die glimmerarmen, beinahe oder wirklich aplitischen Charakter zeigenden echten Apophysentonalite auf. Man sieht schon von dem See aus, daß das Tal, in dem dieser liegt und das sich nach SW zur Cima delle Granate hinaufzieht, auf seiner O-Seite ganz aus den vom Tonalit durchäderten Rendenaschiefern besteht. Doch sind die Aufschlüsse vielfach, wie auch auf Figur 28 erkennbar, dicht mit Tonalitblöcken überschüttet, die wohl erst in alluvialer Zeit von den Gletschern der hohen Kämme des Westens heruntertransportiert worden sind. Die folgende Wanderung geht noch näher auf die Verhältnisse südlich des Sees ein. Auf dem Rückweg zum Lago Lungo am linken Ufer des Seeauslaufes beobachtete ich, daß gleich südöstlich der Kote 2770 auf *A* der Tonalit an den Bach herautritt. Er ist dort auch von vielen Pegmatitadern durchzogen und ganz unregelmäßig durchkreuzt.

Natürlich bietet diese Wanderung und besonders die Überschreitung der Blockmeere des Tonalites Gelegenheit zu Beobachtungen über diesen. Ich hebe davon nur kurz hervor, daß manchmal auch hier förmliche Schlierenknödelkonglomerate auftreten, in denen das Zement wie auf der einem Vorkommnis des Lago Bianco entnommenen Figur 26 von Biancotonalit gebildet wird. Aber auch normale Kerntonalite übernehmen diese Rolle. Sehr häufig ist ferner in den Blockmeeren des Lago Lungo-Kares und anstehend auf dem linken Ufer des Gelatoauslaufes die schlierige Zusammensetzung der Tonalitmassen aus abwechselnden Streifen von hellen und dunklen Schlieren zu beobachten.

V. B. 4. Rifugio—Lago di Cacciamali—Osthang des Granatekammes—Lago Gelato del contatto.

(Karten wie in V. B 3.)

Bis zum Lago Lungo wie in V. B. 3. Von dort ging ich zu dem westlichen unbekannten, auf *A* nicht eingetragenen See, der auf *G* $2^1/_2$ *mm* südöstlich des „e" von „Co. Granate" liegt. Ich schlage vor, diesen See zu Ehren des um die geologische Erforschung der Brescianischen Alpen sehr verdienten C a c c i a m a l i als „Lago di Cacciamali" zu benennen. Er ist ganz in die Rendenaschiefer eingebettet. Der Boden zeigt auch hier die auf pag. 89 besprochene Erscheinung auffällig flacher Lage der Gesteinsplatten. Geht man um den Auslauf des Sees herum, so trifft man bereits die ersten Permstücke. Das Anstehende wird aber von den Rendenaschiefern gebildet, und diese halten bis hoch am Berg hinauf an. Vom Granatekamme stammen die kolossalen Schuttmassen von Perm, die oben die Hänge bedecken und sich in einzelnen Trümmern bis in die Nähe des Lago Grande verfolgen lassen. Es sind fast alle mir aus der Adamellogruppe bekannten Gesteinsvarietäten des Perms vertreten, grobe und feine Konglomerate, beziehungsweise Breccien, zum Teil mit Tonschieferstücken, Tonschiefer, Sandsteine, Grauwacken; aber alle liegen natürlich im Zustande intensivster Metamorphose vor, also als Quarzite, gefleckte und knotige Hornfelse, zum Teil mit prachtvollen großen Andalusiten, die Psephite mit völlig unkristallisiertem Zement und metamorphen Trümmern. Alte Karbonatkonkretionen der Sandsteine sind durch Amphibolkugeln vertreten. Am Fuße der Cima delle Granate beobachtete ich in Rundhöckern des Perms eine an Schichtung erinnernde Struktur, die N 83 O streicht und annähernd vertikal steht, aber doch eine Kleinigkeit nach N fällt. Sie hat wohl kaum etwas mit Schichtung zu tun, da die benachbarten Aufschlüsse der Werfener Schichten ein ganz anderes Streichen zeigen. Schon 1894 [1]) schloß ich auf Grund von Gipfelproben,

[1]) 1894, pag. 129.

die Prof. K. Schulz in Leipzig von mir untersuchen ließ, daß das Corno delle Granate ganz und gar aus Perm besteht. Tatsächlich findet man denn auch an dem gegen O gekehrten Hang des Berges und ebenso der Cima delle Granate, abgesehen von Eruptivgängen, nur Permschutt. Anstehend sah ich in dem Perm Gänge von schneeweißem Muskovitpegmatit mit tiefschwarzen Schörlaggregaten. In den Campanili delle Granate, fünf spitzen Felszähnen nördlich der Cima delle Granate (auf *A*), erkennt man oben und unten je eine mächtige weiße Ader, offenbar von Apophysentonalit. Beim Weitergehen fand ich etwa beim „*t*" in „Corno delle Granate" auf *J* 25, genau SSO des Castellettogipfels, in einem zum größten Teil von Schnee und Trümmern bedeckten Buckel metamorphe Werfener Schichten mit kalkigen, mit Salzsäure brausenden Lagen. Sie sind von Tonalitadern durchdrungen, stehen senkrecht und sind etwas verbogen, so daß ich an einer Stelle N 40 O-, an einer anderen N 20 O-Streichen beobachtete. Schon vor diesen Aufschlüssen liegen massenhaft Gesteinstrümmer vom Typus der Grenzbildungen zwischen Trias und Perm herum. Es muß also offenbar ein normales Profil vorhanden sein. Weiter gegen den Lago Gelato hin, und zwar auf der Wasserscheide gegen diesen, steht gequetschtes Perm mit lang ausgezogenen Geröllen an. Es scheint von N nach S zu streichen und steil nach O einzufallen. Beim Abstieg von der Wasserscheide gegen den Lago Gelato hin trifft man Tonalit. Vom Castelletto aber kommen Stücke von Permgesteinen und Grenzbildungen von Perm und Trias herunter. Wenige Schritte tiefer stehen verworren gefaltete, aber im großen und ganzen saigere und N 85 O streichende Gneise an. Zwischen den Gneisen und dem Permtriasgebiet muß eine Verwerfung durchgehen, vermutlich in der auf *G* eingezeichneten, ganz wenig von S nach W abweichenden Richtung. In meinem Tagebuch finde ich die Notiz, daß die Grenze zwischen dem Tonalit und den Sedimenten vom Lago Gelato zum Castelletto emporzieht, was mit *G* nicht stimmt. Man vergleiche darüber die Bemerkungen am Schlusse dieses Abschnittes. Die Gneise gehören zum Gebiet der Rendenaschiefer des Lago Gelato. Sie sind ebenso wie dort an zahllosen Stellen von oft sehr mächtigen Gängen weißen, aplitartigen Apophysentonalits durchdrungen. Am S-Ufer des Sees streichen sie etwa N 80 W und stehen senkrecht. Ihre Orientierung ist also trotz aller Faltung doch im großen einheitlich. Auf dem Wege zum See beobachtete ich in ihnen nebeneinander drei dunkle Porphyritgänge (Nr. 510, 512, 513, 514, 515) die im Maximum $^1/_2$ *m* mächtig sind und wie Glimmerschiefer aussehen. Sie schneiden indessen die Schieferung der Gneise quer durch und sind daher unzweifelhaft Intrusivgesteine. Ihre Schieferung geht parallel dem Salband, wie es bei protoklastisch geschieferten Gängen der Fall zu sein pflegt[1]). Parallel dazu sah ich in einem von ihnen sogar lange Quarzlinsen. Der Gneis wird außer von ihnen auch noch von unregelmäßig verlaufenden Gängen von Apophysentonalit durchsetzt. Während es nun an einer Stelle so aussieht, als ob der Porphyrit den Apophysentonalit abschnitte, also jünger als dieser wäre, wird der zweite Gang unzweifelhaft von dem Apophysentonalit durchsetzt, ja im Tonalit treten Einschlüsse des Ganges auf. Die mikroskopische Untersuchung wird noch lehren, ob der glimmerschieferartige Habitus der Gänge auf Kontaktmetamorphose durch den Tonalit beruhen könnte. Auch am S-Ufer des Sees selbst tritt ein solcher Porphyritgang, ausgezeichnet durch weiße Feldspateinsprenglinge auf, der gleichfalls von Apophysentonalit durchsetzt wird. Wir haben also hier unzweifelhaft prätonalitische Gänge.

Daß der Lago Gelato seinen Namen verdient, zeigte der Besuch an zwei aufeinanderfolgenden Augusttagen des Jahres 1902. Am ersten Tage schwammen nur vereinzelte Eisschollen auf der Oberfläche. Am Tage darauf war er beinahe ganz zugefroren; und selbst kleine Eisschollen am

[1]) Man vergl. Sauer und Klemm über die „Ganggranite" von Großsachsen.

Ufer waren so dick, daß große Steine beim Hinaufwerfen nicht durchbrachen. Es gibt das eine Vorstellung von der Intensität und Häufigkeit der Frostwirkungen in dieser Höhe und erklärt, warum die chemische Verwitterung in der Hochregion so ganz hinter die mechanische Zerstörung zurücktritt. Selbst so leicht zersetzbare Mineralien wie die Cordierite und Andalusite der Hornfelse halten sich meist sogar in losen Stücken vortrefflich.

Leider hatte ich auf der Wanderung an dem Granatekamm entlang sehr viel Nebel, so daß ich mich oft nicht sicher orientieren konnte. Ich habe im vorhergehenden die Berggipfel auf Grund meiner Tagebuchangaben bezeichnet, habe aber im Freien auf der Karte selbst die Tonalitgrenze nicht durch das Castelletto, wo sie nach dem Text liegen sollte, sondern auf der Nordseite der Cima delle Granate gezeichnet. Ich habe das auch auf *G* nicht ändern wollen, obwohl es mir jetzt nachträglich so gut wie sicher erscheint, daß ich bei der Einzeichnung auf der Karte das Castelletto mit der Cima delle Granate verwechselt habe. In diesem Falle wäre also die Grenze etwa in den N-Hang des Castelletto hineinzuverlegen. Zur Entschuldigung für ein etwaiges Versehen möge auch noch die Tatsache dienen, daß die Aegertersche Karte, die einzige, die die richtige Namensgebung nach Prudenzinis Angaben enthält, erst nach meiner Begehung erschienen ist, und daß die älteren Karten (*J* 50, *G*) für die Cima delle Granate die falsche Höhenquote 3504 *m* haben.

V. B. 5. Rifugio—Ostufer des Lago Grande del Baitone—Malga Baitone.

(Karten wie in V. B. 3.)

Steigt man vom Rifugio nicht auf dem in V. B. 1. beschriebenen Wege auf der W-Seite des Rotondoauslaufes, sondern auf der O-Seite ab, so bleibt man bis zu den braunroten Felsen der Ecke des Corno di Plem im Tonalit. Dort gelangt man in die Gneise der Rendenaschieferzone des Lago Grande hinein. Auf dessen Ostseite geht hinter einem langgestreckten Rundhöcker eine eigentümliche, meiner Erinnerung noch nicht von Wasser durchströmte, wohl glazial entstandene Schlucht hinunter, die auf beiden Seiten von Gneis begrenzt wird. Der Gneis streicht N 25 O und fällt steil nach O unter den Tonalit des Corno di Plem. Man übersieht von da aus prachtvoll die Grenzverhältnisse auf dem südlichen Hange der Val Malga. — Ich stieg in der Schlucht nicht ganz hinunter, sondern hielt mich quer hinüber zum See und fand dort einen ONO streichenden, sehr steil stehenden Porphyritgang (Nr. 518).

Man kann den Seeauslauf noch oberhalb des Wasserfalles überschreiten und gelangt dann wieder über Tonalit hinunter zur Malga.

V. B. 6. Rifugio—Forcella di Bombià—Malghe Bombià—Rino.

(Vergl. *G*, *A* und Blatt Sonico von *J* 25.)

Leider kann ich über diese wichtige Wanderung nur sehr unvollständige Mitteilungen machen, weil ich auf meiner ersten Überschreitung des Passes im Jahre 1891 die metamorphen Sedimente noch nicht mit der Sicherheit unterscheiden konnte wie später. Als ich aber im Jahre 1904 diese Lücke ausfüllen wollte, bin ich zweimal an aufeinanderfolgenden Tagen durch undurchdringlichen Nebel und Regen gezwungen worden, dicht unter dem Jocheinschnitt umzukehren, weil ich die mir doch wohl bekannte Aufstiegsrunse nicht von den anderen zu unterscheiden vermochte.

Kommt man vom Rifugio, so geht man am bequemsten bis zum Lago Grande hinunter und auf dem Wege entlang bis zu der vor den niedrigen Felsen am See aufsteigenden Runse. In dieser

und schon vorher in den Schuttkegeln kommt Tonalit nicht mehr viel und nur in kleinen Blöcken von oben herab. Offenbar keilt sich also die auf *G* eingezeichnete Apophyse dort bald aus. Beim Aufstieg zum Bombiàkessel an den Felsen entlang fand ich in den Gneisen anstehend nur noch einen unbedeutenden Gang von feinkörnigem Tonalit. Die Schiefer sind unten hauptsächlich als Gneise entwickelt. Oben im Kar stellen sich gegen den südlich emporragenden Monte Bombià[1]) mehr und mehr phyllitische Gesteine ein, zum Teil mit großen flachen Granaten, wie sie fern von der Kontaktzone in den Edoloschiefern nicht selten auftreten. Ich habe daher, wenn auch nur schematisch, dort eine Linse von Edoloschiefern eingezeichnet. Beim Aufstieg zur Forcella finden sich anstehend schöne scharfe, isometrisch entwickelte rote Granaten. Meist herrscht (211) unbedingt vor, und (110) tritt nur als ganz kleine Abstumpfung auf. Doch habe ich auch einzelne Stücke von dort, bei denen die Kristalle das umgekehrte Verhältnis der Formen zeigen. Es kann sein, daß auch (321) als ganz schmale Kantenabstumpfung gelegentlich auftritt. Sehr interessanterweise finden sich die Granaten nun zwar gern, aber keineswegs immer in besonderen Lagen. Ich sammelte vielmehr wiederholt Stücke, wo die Gneislagen im Streichen in granat- und biotitreiche Hornfelse, offenbar unter vollständiger Änderung ihres chemischen Bestandes, übergehen. Diese nur durch Substanzzufuhr erklärbare Tatsache wird in einer der petrographischen Abhandlungen näher beschrieben werden. Die isometrischen großen Granaten treten fast nur oder nur in den Gneisen auf. Die Phyllitgranaten scheinen von ihnen vollständig verschieden zu sein und haben jedenfalls genetisch nicht das mindeste mit ihnen zu tun.

Auf Grund meiner Notizen über den Abstieg nach den Malghe Bombià und Rino habe ich die Grenzlinien auf *G* gezogen. Es ist mir indessen, wie schon auf pag. 95 erwähnt, jetzt sehr wahrscheinlich, daß die Tonalitgrenze vom Lago Gelato del contatto über den Nordhang des Castelletto hinweg und von dort dicht am Südhange der Corni di Bombià entlang zieht. Unterhalb des Corno delle Granate sammelte ich schöne Fleckfelse, wie sie nur im Perm und in den Werfener Schichten auftreten. Das Streichen der Permschichten fand ich unterhalb der Malghe Bombià nordöstlich bei gelegentlich fast vertikaler Stellung, meist aber doch deutlichem NW-Fallen. Später ist es mehr ONO gerichtet. Sehr bald hinter dem Bachübergang unter den Malghe Bombià sah ich keine makroskopisch verändert erscheinenden Gesteine mehr.

V. B. 7. Rino—Casadecla[2])—Malga Durello—Forcella di Durello (2650 *m*)—Lago Grande del Baitone.

(Karten wie in V. B. 6.)

Auf dem später noch genauer zu beschreibenden Wege durch das Perm von Rino und hinauf nach Casa Valbonei. Dort grobe Permkonglomerate mit viel Phyllit- und Quarztrümmern. Die Häuser von Pareclo und Fregadè liegen auf deutlich ausgesprochenen moränenbedeckten Diluvialterrassen in etwa 1200 *m* Höhe zu beiden Seiten des Tales, 200 *m* über dem Remulobache. Die Grenze zwischen den Edoloschiefern und dem Perm ist infolge der Moränenbedeckung nicht ganz sicher bestimmbar. Zwischen Cucchenda und Casadecla liegen stellenweise Trümmer von kontaktmetamorphen Phylliten; doch ist es wahrscheinlich, daß sie aus der Moräne stammen. Von Casadecla schräg hinauf nach Malga Durello. Unterwegs zwar keine Aufschlüsse, aber massenhaft Schutthalden von kristallinen Schiefern, meist Gneisen, aber auch Granatphylliten, ohne deutliche

[1]) Auf *A* benannt, auf *J* 25 nur Kote 2857 *m*.

[2]) *J* 25, *A*, auf *G* nahe C. La Vespa.

Zeichen von Kontaktmetamorphose. Sie stehen zweifellos im Gehänge an. Ich habe sie als Rendenaschiefer auf *G* eingetragen; doch werden wohl auch die Edoloschiefer vertreten sein. Von der Hütte schräg hinauf zu kleinem Plateau, von dn flach ansteigend am Berghange entlang zum eigentlichen Durellotal. Hier sah ich seit dem Perm von Valbonei die ersten Aufschlüsse und zwar in den charakteristischen Colmiten[1]) der Rendenaschiefer, wie sie auch am Monte Aviolo eine große Rolle spielen. Sie sind sehr ebenflächig, hart, nicht verbogen, streichen zuerst N 88 W und fallen mit 45° nach N ein; bald darauf aber fand ich WNW-Streichen bei gleichem Fallen. In etwa 2150 *m* Höhe treten in den Schutthalden die ersten Andalusitkontaktphyllite auf. Von da bis zur Paßhöhe geht es über ein echtes Rendenaschiefersystem, nämlich feinkörnige Gneise und Colmite, die mit gewöhnlichen Phylliten wechsellagern. Fast alle Gesteine zeigen die Spuren der Kontaktmetamorphose durch Andalusitführung an. Auch scharf entwickelte rote Granaten (110) vom Typus der durch Kontaktmetamorphose entstandenen treten gelegentlich auf. Porphyritgänge sind aus zahlreichen Blöcken zu erschließen (Nr. 465—469). Die Faltung der Gesteine ist recht verworren. Zuerst herrscht aber wohl WNW-Streichen, später ONO-Streichen bei mittlerem N-Fallen vor. Ich stieg über den nördlicheren Paßeinschnitt hinweg. Beim Abstieg zum See geht es über ziemlich ebenflächige Gneise und Colmite der Rendenaschiefer, die auch hier ONO streichen und mittel bis steil nach N fallen.

V. B. 8. Rino—Val Malga—Premassone.

(Karten wie in V. B. 6.)

Auf dem linken Ufer unmittelbar über Rino stehen zuerst Quarzite, Grauwacken und Tonschiefer des Perms entsprechend den Aufschlüssen am rechten Ufer an. Der Bach hat sich eine tiefe, offenbar auch hier wesentlich postglaziale, wenn auch vielleicht zum Teil subglaziale Schlucht in die widerstandsfähigen harten Gesteine eingeschnitten. Er bildet mitten in der Schlucht einen schwer zugänglichen, schönen Wasserfall. Bei den Häusern von Reghel über die Brücke und auf den Hauptweg.

Auf dem rechten Ufer des Baches entblößt der Weg gute Aufschlüsse in demselben etwa senkrecht zum Bache streichenden Permzuge. Es sind auch hier großenteils harte, widerstandsfähige Grauwacken, Quarzite und Sandsteine von kompakter Beschaffenheit mit eingelagerten Tonschiefern von meist violettgrauer Farbe. Sie streichen N 20 O und stehen senkrecht oder fallen steil nach W ein; weiter nach N aber gegen den Ausgang von Val Rabbia ist das Streichen ONO bei steilem N-Fallen. Im Tale ist auf dem Wege die Grenze zwischen Phyllit und Perm nicht zu sehen; und bald bedecken Moränen, junge Alluvionen und Schutt weithin das Anstehende. Geht man hinter Plazzo auf das linke Ufer zurück, so trifft man dort Schutthalden, die von den Wänden des Monte Enrico Magnolo stammen und aus Trümmern von Quarzphylliten und verschiedenartigen Porphyritvarietäten bestehen. Ich sammelte sie 1894 gemeinsam mit Riva, und dieser hat dann später noch allein den Fundort ausgebeutet und die Gesteine beschrieben[2]). Er bezeichnete sie zuerst als Hornblendediorite, Quarzhornblendeporphyrite, Quarzglimmerhornblendeporphyrite, Hornblendeporphyrite, Glimmerporphyrite. Später stellte er einen Teil von ihnen zu den Odiniten und Spessartiten. Auf dem linken Ufer des Baches geht es von dieser Stelle bis Premassone fast ohne Aufschlüsse. Man erkennt aber von dort sehr schön den eckigen Verlauf der Tonalitgrenze auf der

[1]) Über diesen Namen vergl man pag. 6.

[2]) 1896, I. pag. 224 und 174, 180, 183, 185, 187, 190, 213; 1897, pag 22 und 25.

gegenüberliegenden Talseite. Geht man bei Premassone über den Bach und auf dem rechten Ufer zurück, so trifft man mehrfach Schutthalden an, die viel Hornfelsaviolite und -astite enthalten. Sie stammen offenbar von Edoloschiefern und sicher zum Teil von Quarzlageuphylliten ab. Gneise scheinen zu fehlen.

V. C. Antiklinale des Piano della Regina.

V. C. α. Gebiet auf dem linken Ufer des Oglio zwischen Rino, Saviore und Cedegolo.

V. C. α. 1. Rino—Garda.

(Vgl. *G*, *A*, Blatt Sonico von *J* 25.)

Das Sträßchen, welches von Rino nach Garda führt, zeigt prachtvolle Aufschlüsse des im allgemeinen Teile genauer zu beschreibenden, hier stark gequetschten Permsystems. Es besteht aus Tonschiefern, Grauwackenschiefern, Breccien, quarzitischen Sandsteinen, sämtlich mehr oder weniger ausgezogen und zerdrückt, sowie den ungemein charakteristischen in der Adamellogruppe nur in dieser Zone auftretenden Serizitschiefern und Serizitquarziten. Es wird im allgemeinen Teil der Arbeit hervorgehoben werden, daß diese Gesteine nichts anderes als dynamisch umgeformte Quarzporphyre sind [1]. Aber es wird dem Beobachter im Freien zuerst nicht ganz leicht, sich beim Anblick der zum Dachdecken benützten dünnschiefrigen Gesteine von der Richtigkeit dieser durch den mikroskopischen und stratigraphischen Befund gleich sichergestellten Auffassung zu überzeugen. Das Streichen der Gesteine fand ich am Wege zu N 45 O, N 60 O, N 40 O, N 45 O, N 30 O, N 40 O, N 50 O. Das Fallen ist stets steil, meist mit etwa 70 bis 80° nach NW gerichtet. Nicht sehr weit von Rino beobachtete ich eine N 25 W streichende, mit 25 bis 30° nach O fallende Transversalschieferung, die aber bald die Richtung ändert.

An einigen Stellen vermischt sich Moränenschutt, meist Tonalit und Phyllit, mit dem Gehängeschutt. Außerdem aber trifft man etwa in der Mitte des Weges anstehend die auf *G* schematisch eingezeichnete, jedenfalls als Klippe des Grundgebirges aufzufassende Insel von Edoloschiefern, Phylliten und Gneisen. Sie sind verworren gefaltet und hören nach kurzer Zeit wieder auf. Über ihre Deutung vergl. man genaueres im allgemeinen Teil. Hinter dieser Grundgebirgsinsel folgt erst Quarzbreccie, dann Serizitschiefer und endlich der bekannte von Stache zuerst aufgefundene, dann von Foullon und Riva [2]) beschriebene Gang von Hornblendeporphyrit. Der Gang ist mächtiger als *Riva* auf S. 225 angibt, nämlich wohl nicht viel weniger als 3 *m*. Er setzt nicht in den Phylliten, sondern in den Serizitschiefern auf und hat in der Nähe der Salbänder weniger Einsprenglinge als in der Mitte, was auch Rivas mikroskopische Untersuchung der von uns gemeinsam gesammelten Stücke bestätigte.

Kurz vor Garda werden bezw. wurden die Serizitschiefer in zwei kleinen Steinbrüchen gewonnen. Sie zeigen gewöhnlich zerstreutliegende Limonitflecken.

Das Bild, welches diese Wanderung hervorruft, wird ergänzt durch die Aufschlüsse an den höheren Wegen des Hanges. Geht man von der Reghelbrücke im Malgatal [3]) den kleinen Fußweg nach W am Hange hinauf, so findet man noch hinter der Bergecke Aufschlüsse im Phyllit. Steigt man aber von dort zu dem Sträßchen in die Höhe, das von der fünften Brücke bei Case Piane

[1]) Mittlerweile ist eine besondere Abhandlung von mir über diese Gesteine erschienen. Vgl. Salomon 1907.

[2]) 1896. I. 190. Dort auch Literaturzitate.

[3]) *G*, *J* 25. *A*.

im Malgatal nach Garda führt, so trifft man oben bereits die Serizitschiefer des Perms an; und diese halten zusammen mit Konglomeraten und Breccien bis kurz vor der Wegteilung an. Sie streichen N 25—30 O und fallen steil nach NW ein. An der Wegteilung sind mächtige Tonalitblockhalden vorhanden, die entweder von einer anstehenden Tonalitapophyse herrühren oder, was wohl wahrscheinlicher ist, einer alten Oberflächenmoräne angehören. Von der Wegteilung an bis zur oberen Kirche von Garda bleibt man im stark gefalteten, aber im Durchschnitt NO bis ONO streichenden Phyllit. An der unteren, eine herrliche Aussicht weithin über das Tal bietenden Kirche stehen schon wieder die Serizitschiefer an. Sie streichen N 35—45 O und fallen steil N oder stehen senkrecht, während die Phyllite oberhalb der unteren Kirche an einem Hanse bei gleichfalls steilem N-Fallen N 70 O streichen. Die Fallrichtungen der Phyllite wechseln aber stark. Geht man von der unteren Kirche den unteren Weg zu der vorher beschriebenen Wegteilung zurück, so kommt man bald wieder in die Phyllite hinein und bleibt in ihnen bis kurze Zeit nach der Vereinigung mit dem oberen Weg. Sie streichen auch hier N 70—90 O und fallen vielfach nach S, während der erste Serizitschieferanfschluß sofort wieder N 30 O-Streichen und steiles N-Fallen hat. Die geologischen Richtungen des Grundgebirges und der Schiefer der Permzone entsprechen sich also bestimmt nicht. Auf dem Sträßchen halten nun bis hinter der Ecke die Serizitschiefer, Quarzite, zermalmten Breccien, Konglomerate und übrigen Permgesteine an. An der Ecke setzt in ihnen ein wenige *dm* breiter, N 50 O streichender und mit 60—70° S fallender Porphyritgang auf. (94, X. 2.) Er ist von Riva auf Grund meines Materiales beschrieben worden (1896, I. pag. 222) und wird von ihm wegen vorgeschrittener Zersetzung nur mit Vorbehalt als Quarzhornblendeporphyrit angesprochen. Die Serizitschiefer, die er durchsetzt, streichen N 22 bis 28 O und stehen saiger. Wenige Augenblicke später aber tritt der Weg in ziemlich unregelmäßig gefaltete Quarzlagenphyllite ein, die im großen und ganzen NO—ONO streichen und mit mittleren bis steilen Neigungswinkeln nach NW fallen. Auch hier also deutliche Diskordanz! Auch stehen auf dem vorher beschriebenen Wege, von der Reghelbrücke hinauf, die Phyllite noch hinter der Bergecke an, so daß die Grenze unregelmäßig verlaufen muß.

V. C. α. 2. Garda—Zassa—Ogliobrücke südlich Malonno (497 *m*) [1].

(Vgl. *G*, *A* und Blätter Sonico und Malonno von *J* 25.)

Geht man auf dem Sträßchen von Rino nach Garda, bleibt dann aber kurz vor Garda, statt in die Höhe zu steigen, auf der unteren Abzweigung, die unter der Kirche von Garda hindurch führt, so beobachtet man im letzten Serizitschieferanfschluß N 45 O-Streichen und fast vertikale Stellung bei ganz steilem S-Fallen, gleich darauf aber noch vor der Brücke von Zassa silberweiße, glänzende Phyllite mit N 70 O-Streichen und steilem N-Fallen, unmittelbar an der Brücke N 50 O-Streichen und 60° NW-Fallen. Die Serizitschiefer der unteren Kirche von Garda würden in ihrem Streichen gegen diese Phyllite stoßen. Der eigentliche Ort Zassa liegt tiefer unten neben dem Bache in der Serizitschieferzone. Ich blieb bei meiner Wanderung oben, hielt mich erst in ziemlich gleicher Höhe am Hange entlang und stieg dann allmählich schräg gegen die Ogliobrücke südlich Malonno hinunter. Dabei blieb ich auf einer langen Strecke, wie aus *G* ersichtlich, in der Phyllitzone, und fand eine ganze Anzahl von Aufschlüssen, aus denen sich das Streichen zu N 70 O—NO ergibt, während das Fallen lange Zeit hindurch steil nördlich, zum Schlusse aber nach S ge-

[1] Der Name „Malonno" fehlt auf *G*. Es ist der Ort SSW von Lava

13*

richtet ist. In den Phylliten fand ich anstehend den von Riva[1]) auf Grund meines Materials beschriebenen, ziemlich mächtigen und einen kleinen Hügel fast allein zusammensetzenden Gang von augitführendem Hornblendediorit, der an den Salbändern in Dioritporphyrit übergeht. Er streicht N 12 W und scheint steil nach W zu fallen (94, V. 16—18).

Noch näher gegen Zassa im Bette eines kleinen Baches sammelte ich nichtanstehende scharfkantige Stücke eines anderen Ganges (94, V. 15), die ich Riva gleichfalls zur Untersuchung überließ, über die ich aber in seinem Werk keine Angaben finde.

Schließlich schon ganz in der Nähe der Brücke und wenige 100 *m* über dem Flusse fand ich die charakteristischen Sericitschiefer und maß in ihnen N 30—40 O und teils saigere Stellung, teils steiles SO-Fallen.

V. C. α. 3. Ogliobrücke südlich Malonno—Landstraße bis Cedegolo.

(Vergl *G*, *A* und Blätter Malonno, Sonico, Capo di Ponte von *J* 25.)

An der Brücke und unmittelbar südlich von ihr stehen teils höckerige, limonitfleckige, teils ebenflächige reine „Serizitschiefer" des Perms, in Wirklichkeit ebenso wie die ähnlichen Gesteine zwischen Garda und Rino metamorphe Quarzporphyre an. Sie sind stark zerrüttet. In den festen Klippen fand ich NO-NNO-Streichen bei saigerer Stellung oder steilem NW- beziehungsweise SO-Fallen. Unmittelbar hinter den Case Lorengo (auf *G*) folgt ein grünes Tälchen; und hinter diesem stehen Quarzlagenphyllite an, vielfach gefältelt und gebogen, aber im ganzen doch etwa N 60—80 O streichend und steil N fallend. Sie sind also zweifellos auch hier nicht konkordant mit dem Perm gerichtet. Hinter dieser Stelle halten lange Zeit gewöhnliche Phyllite, selten mit Quarzlagen und -linsen ausgestattet, an. Ihre geologischen Richtungen sind meist wechselnd und schwer zu bestimmen. Wo sie deutlicher sind, da schwankt das Streichen zwischen N 40 O und N 80 O, am meisten etwa zwischen N 60—70 O. Das Fallen ist gewöhnlich mehr oder weniger steil nördlich. An der Stelle, wo die Straße zum Forno nuovo hinunterführt, beginnen Amphibolite und verwandte Hornblendegesteine. In ihnen maß ich in einer ebenflächigen Varietät N 60—80 O-Streichen bei 50° S-Fallen. Sie sind aber ebenso wie die Phyllite sehr gebogen und gefältelt und wechseln daher ihre Richtungen stark. Die Hornblendegesteine halten ziemlich lange an, wechsellagern aber mit phyllitischen und quarzitischen[2]) Gesteinen. Bei der Casa Saletta[3]) stehen silberweiße Phyllite an. Man kann sagen, daß das ganze System zwischen dem Forno nuovo und Saletta ein Streichen hat, das um die O—W-Richtung von N 70 O bis zu etwa N 70 W herumschwankt. Dabei ist das Fallen bald S, bald N gerichtet.

Die Straße führt dann zu dem Kirchlein von S. Zenone, dessen Felsen Cozzaglio ganz besonders eingehend untersucht, beschrieben und abgebildet hat[4]). Die wesentlichen Züge der Lagerung sind von ihm richtig erkannt worden. Der Hügel seiner Profilansicht dürfte etwa 10 bis 15 *m* hoch sein. Zur Ergänzung mögen die folgenden Mitteilungen dienen. Das Streichen der Amphibolite und Phyllite[5]) auf dem rechten Ufer neben der Brücke schwankt infolge von Verbiegungen zwischen N 45 und 85 O. Das Fallen geht mit 30—45° nach S. Der Hornblendeporphyrit-

[1]) 1896, I, pag. 175

[2]) ? Auch Gneissen?

[3]) *J* 25, *A*.

[4]) 1894, pag. 6 des Sonderabdruckes

[5]) Cozzaglio faßte sie als „Micascisti" = Glimmerschiefer auf.

gang, der auf dem linken Ufer die Schiefer durchbricht, streicht N 80 W und fällt mit etwa 45° nach N ein. Er ist 2 *m* breit. Eine eingehende petrographische Untersuchung hat er zuerst durch R. Monti auf Grund des Cozzaglioschen Materials, dann durch Riva[1]) erfahren. Von dem von Cozzaglio als „roccia gneissica rosea" aufgeführten harten Gestein habe ich ein Stück vom rechten Ufer mikroskopisch untersucht. Ich habe darin außer Quarz von wesentlichen Gemengteilen nur Muskovit und Biotit und auch diese in so kleinen Mengen angetroffen, daß ich das Gestein als Quarzit bezeichnen muß. Es streicht auf dem linken Ufer N 80 W bei 45° S-Fallen und wird von Klüften durchsetzt, die dem Porphyritgang parallel gehen. Die Phyllite sind von ihm wirklich durch eine zum System dieser Klüfte gehörige Verschiebungsfläche getrennt. Sie stoßen an ihr mit ungefähr O—W-Streichen und 45° N-Fallen ab. In einiger Entfernung von der Kluft ist der Phyllit stets stark gebogen und gefaltet.

Ich habe, wie schon im ersten Teile erwähnt, die Schiefer von S. Zenone noch zum Edolosystem gestellt, obwohl ich zweifelhaft bin, ob sie nicht besser zu den Rendenaschiefern von Cedegolo zu rechnen sind.

In Cedegolo stehen die schon früher geschilderten, fast durchweg S fallenden feinkörnigen Gneise der Rendenaschiefer an.

V. C. α. 4. Cevo—Monte—Poggio la Croce—Garda.

(Vergl. *G*, *A* und Blätter Capo di Ponte und Sonico von *J* 25.)

Von Cevo führt ein Weg in nördlicher Richtung zu einer Schlucht und dann mit großen Biegungen nach Monte. In Cevo selbst stehen granatführende Phyllite an. Sie streichen N—S und fallen schwach nach W. Weiterhin maß ich am Wege NS—Streichen bei gleichem Fallen, N 20 W-Streichen, N 30—40 W-Streichen, N 50—60 W-Streichen und kurz vor der kleinen Kapelle vor der Schlucht N 70 W-Streichen bei erst schwachem, dann steilem W- und SW-Fallen. Nach der Schlucht und bis zum Poggio la Croce trifft man immer nur Phyllite an, und zwar bei Monte mit erst N 65 O-, dann N 80 O- und schließlich O—W-Streichen bei meist mittlerem, stets nach S gerichtetem Fallen. Hinter Monte in die Höhe steigend, beobachtete ich an der oberen Straße, auf dieser Wanderung zum erstenmal, N-Fallen, und zwar mit mittlerer Neigung bei N 60 O-Streichen. Wir haben also dort den Scheitel der großen Camonicaantiklinale überschritten. Weiterhin gegen den Poggio la Croce beobachtete ich mehrmals N 30—40 O-Streichen bei mittlerem bis steilem NW-Fallen. Der Poggio (1223 *m*) besteht ganz und gar aus Perm und zwar aus quarzitischen und serizitischen Schiefern, die N 30 O streichen und steil nach NW fallen. (? Transversalschieferung.) Sie tragen viele Gletscherspuren. Ich habe nicht die Möglichkeit gehabt, auch die weitere Umgebung dieses Hügels nach ähnlichen Permerosionsrelikten zu durchsuchen. Über die Bedeutung des Poggioreliktes für die Tektonik wird im allgemeinen Teile gesprochen werden. Unmittelbar östlich des Paßeinschnittes stehen Phyllite an; und ebenso trifft man beim Abstieg zur Brücke von Zassa unterhalb der Kirche von Garda anstehend nur Phyllite, allerdings in relativ seltenen Aufschlüssen. Ich maß in ihnen etwa eine gute Viertelstunde vor der Brücke N 40—45 O-Streichen und steiles NW-Fallen, bei der Brücke, wie schon auf pag. 99 angegeben, N 50 O-Streichen bei 60° NW-Fallen.

[1]) 1896. I, pag. 204.

V. C. α. 5. Piano della Regina.

(Vergl. *G*, *A* und Blatt Sonico von *J* 25.)

Ich selbst habe den Kamm dieses Berges westlich des Passo del Coppetto und östlich des Poggio la Croce nicht begangen. Es liegt aber eine vortreffliche, wenn auch kurze Schilderung von Teller[1]) vor, die ich hier zum Teil wörtlich mitteilen möchte. Teller schreibt: „Ein Komplex von hellen granatenführenden Glimmerschiefern und dunklen Phylliten mit Einschaltungen von dünnbankigen, lamellaren, durch einen talkigen Glimmer charakterisierten Gneisen setzt dieses Kammstück zusammen. An der Abdachung der Gipfelmasse gegen Val Saviore fallen schon von ferne hellschimmernde Gesteinsplatten auf; es sind dies die Schichtflächen des Granaten-Glimmerschiefers, die dem Steilhange konform mit durchschnittlich 50⁰ Neigung in Süd verflächen. Längs des Aufstieges zu dem kleinen Gipfelplateau schalten sich die eben erwähnten gneisartigen Gesteinslagen ein; an der steilen Felsstufe, welche von hier nach Westen zu einer tieferen Einschartung der Kammlinie hinabführt, treten unter den Granatenglimmerschiefern dunkle Phyllite hervor, die selbst wieder auf quarzreichen, vielfach gewundenen und gefältelten Phyllitgneisen auflagern. In der Richtung nach W sowohl, wie an dem Gehänge gegen Cevo hinab, wiederholt sich dieser Wechsel von Glimmerschiefern, Phylliten und phyllitischen Gneisen noch mehrmals unter Verhältnissen, die an dem einheitlichen Charakter des geschilderten Schichtenverbandes kaum mehr zweifeln lassen. Die Wandabstürze, welche die Gipfelmasse dem Valle di Malga zukehrt, entsprechen dem Schichtenkopfe der hier vorliegenden Gesteinsserie."

Ich bin noch jetzt im Zweifel, ob die geschilderten Gesteine nicht besser zu den Rendenaschiefern zu stellen wären als zu den Edoloschiefern, wie ich es auf *G* getan habe. Indessen halte ich es für möglich, daß der sich aus Tellers Schilderung deutlich ergebende, für die Edoloschiefer auffällig hochkristalline Charakter der Gesteine auf einer Kontaktmetamorphose eines Teiles der Gesteinslagen durch die Tonalitmasse des Corno Calcinaio beruhen könnte. Da außerdem das Auftreten von Rendenaschiefern in solcher Höhe uber den die unteren Gehänge bildenden Edoloschiefern tektonisch schwer verständlich wäre, so habe ich es vorgezogen, den ganzen Kamm mit der Farbe der Edoloschiefer anzulegen.

In dem Piano di Regina treten nun an zahlreichen Stellen die von Teller aufgefundenen, von Foullon beschriebenen Porphyritgänge auf. Sie sind meist nur wenige Meter mächtig, streichen teils N—S, teils NW—SO und scheinen sehr steil zu stehen. Man vergl. über sie Teller 1886, pag. 723 bis 724, von Foullon 1886, pag. 776—777 u. a. a. O., und Riva, 1896, I., pag. 204.

Es sind Quarzamphibol- und Quarzglimmeramphibol-Porphyrite.

V. C. β. Gebiet auf dem rechten Oglioufer zwischen Ponte di Dazza und Cedegolo—Novelle.

V. C. β. 1. Ponte di Dazza (bei Rino)—Malonno—Odecla Paisco—Lovèno.

(Vergl. *G* zum Teil, *A* zum Teil. Blätter Sonico, Malonno, Cerveno von *J* 25 und *R*.)

Diese und die folgende schon außerhalb des geologisch kolorierten Kartengebietes gemachte Wanderung ergänzen die übrigen Beobachtungen deshalb sehr wesentlich, weil sie dieselben Schichtkomplexe, aber schon in solchem Abstande vom Tonalit schneiden, daß Kontaktwirkungen und direkte tektonische Beeinflussung durch die Intrusion nicht mehr vorkommen. Vom Ponte di Dazza

[1]) 1886, I, pag. 723.

bis zum Örtchen Lava auf dem rechten Oglioufer durchschreitet man sowohl auf der Straße wie oberhalb der Straße am Gehänge, ein System von erst mehr dunkelgefärbten, später helleren Quarzlagenphylliten. Die Quarzlagen und -linsen gehen fast durchweg der Schichtung parallel. Das Streichen ist trotz starker Faltungen und Schwankungen im großen und ganzen ungefähr NO bei steilem NW-Fallen. Die helleren Gesteinsvarietäten enthalten nicht selten Granat. An einer Stelle sind feinkörnige Gneise eingelagert; und in der Nähe dieser Stelle fand ich einen Feldspatphyllit eingeschaltet. Viele Harnische durchsetzen das Gebirge. Kurz bevor die Straße in die Wiesen von Malonno eintritt, ist eine riesige N 12 W streichende, 45° O fallende Harnischfläche entblößt.

Lava liegt bereits auf klastischen Schiefern, von denen es zweifelhaft ist, ob sie der untersten Trias oder noch dem Perm angehören. Gleich nördlich des Ortes ist ihre Grenze gegen den Phyllit. Sie streichen N 60 O, fallen mit 60° nach NW ein und liegen scheinbar konkordant unter den Phylliten. In Wirklichkeit geht dort natürlich die Fortsetzung der schon 1896 von mir beschriebenen Gallineraverwerfung durch[1]. Ob diese hier wirklich vertikal steht, ist zweifelhaft. Ihre stark südliche Verschiebung beim Übergang vom östlichen auf das westliche Oglioufer spricht dagegen und deutet vielleicht ein SO-Fallen an. Doch habe ich keine Zeit gehabt, die zur Feststellung notwendigen Begehungen auszuführen. Südlich von Lava gegen Malonno fehlen einige Zeit lang die Aufschlüsse. Dann stellen sich gepreßte Grauwacken, Sandsteine, Tonschiefer und andere klastische, geschieferte Gesteine ein und halten durch Malonno hindurch beim Abstieg bis zur Ogliobrücke an, wo die auf pag. 100 beschriebenen gepreßten Porphyre anstehen. An der Straße, die von der Chaussee zur Kirche von Malonno führt, stehen bei einer Kapelle glazialabgeschliffene Felsen von Sandstein und grauem, muskovitführendem Tonschiefer an. In diesen maß ich N 20 O-Streichen bei steilem O-Fallen, was, obwohl der Aufschluß vielleicht etwas zerrüttet ist, doch gut der allgemeinen Richtung der Zone entspricht. Südlich von Malonno gegen Odecla geht es erst über Moräne; dann gelangt man zu zerrütteten Aufschlüssen in gequetschten Sandsteinen, Grauwacken und Breccien, beziehungsweise Konglomeraten. Besonders die Quarze sind in den psephitischen Gesteinen eckig, die anderen Fragmente aber zum Teil abgerollt, alle durch Pressung in die Länge gestreckt. Auch Porphyr scheint unter den Geröllen vorzukommen. Das Streichen fand ich im ersten Tälchen rechts zu N 35 O bei vertikaler Stellung. Sehr bald dahinter treten an dem Wege nach Odecla stark zerrüttete Quarzlagenphyllite auf, in denen trotz der Zerrüttung wohl noch ein NO-Streichen unverkennbar ist. Bald darauf und ziemlich genau unter Odecla ist wieder ein kleiner Aufschluß in klastischen Serizitschiefern. Weiterhin gegen S folgt Moräne und dann bei einer Mühle und im Molbenotale[2]) Quarzlagenphyllit in großen Aufschlüssen. Hinter Val Molbeno fehlen Aufschlüsse bis kurz vor dem R. Lovaja[2]); doch deuten Quarzlagenphyllit-Trümmer die Fortsetzung der Molbenozone an. Die ersten Aufschlüsse vor dem R. Lovaja bestehen wieder aus Perm und zwar aus Sandsteinen, Konglomeraten und der Menge nach zurücktretenden Serizitschiefern, vom Typus der gepreßten Porphyre der Ogliobrücke. Unmittelbar vor dem Lovajabach und in ihm treten Phyllite auf. Nach ihm folgen wieder die permischen Serizitschiefer hier zum Teil gefaltet und von dicken Quarzadern durchzogen; aber schon vor dem nächsten Bacheinschnitt ist man wieder und zwar zum viertenmal seit Malonno im Quarzlagenphyllit, obwohl von oben noch Serizitschiefer herunterkommen. Dabei streichen die Phyllite wie die Serizitschiefer NO und fallen mit mittleren Neigungen nach NW ein. Der Weg schneidet also das Streichen etwa unter 45°.

[1]) 1896, pag. 1047. Man vergl. auch den allgemeinen Teil.

[2]) J 25 und J 50.

Von der beschriebenen Stelle an bis Paisco[1]) und Lovèno[1]) stehen außer Moräne nur Quarzlagenphyllite an. Sie haben bis Paisco das normale NO-Streichen, mittleres NW-Fallen. Hinter Paisco gelangt man in den S-Flügel der großen Camonicaantiklinale hinein. Dabei drehen sich die Phyllite etwas und lassen trotz Faltung und Faltelung im großen und ganzen OW-Streichen bei mäßigem bis mittlerem S-Fallen erkennen, also genau den Aufschlüssen bei Cedegolo entsprechend. Die Achse der Antiklinale zieht wenig nördlich des Aglione entlang, streicht östlich des Oglio in das Massiv des Piano della Regina hinein, läuft vor dessen Nordabsturz entlang und wird erst dort durch die Tonalitmassen des Corno Calcinaio und des Monte Marsèr gestört.

Auf dem Wege von Paisco nach Lovèno treten ein Stück hinter dem Sparsinicatale Biotitphyllite auf. Bald darauf liegen viele Bruchstücke permischer Gesteine herum, die offenbar von oben stammen. Weiterhin finden sich wieder normale Phyllite und an einer Stelle hinter dem Scalatale schöne Granatphyllite. Von Lovèno aus übersieht man wunderbar schön die orographische Gestaltung des zentralen Teiles der Adamellogruppe, das Pian di Neve mit dem Horn des Adamellogipfels und den tief eingeschnittenen Radialtalern von Adamè und Salarno.

V. C. β. 2. Lovèno—Passo di Tinerli—Kamm des Monte Elto bis zum Pizzo Garzeto – Novelle—Cedegolo[2]).

(Vergl. die Blätter Malonno, Cerveno und Capo di Ponte von *J* 25, sowie Fig. 30 und *R*.)

Haben wir in der vorigen Wanderung fast nur den N-Flügel der großen Camonicaantiklinale kennen gelernt, so steigen wir jetzt von dem antiklinalen Aufbruch des Aglione hoch zum Südflügel hinauf und dann ziemlich genau in dessen Streichen zum Quertal des Oglio hinunter.

Ich habe einige Ergebnisse dieser Wanderung schon 1896[3]) und 1897[4]) mitgeteilt und schon 1897 das umstehend reproduzierte Profil des Monte Elto veröffentlicht. — Von Lovèno zum Bach hinunter und gegen die Brücke hingehend trifft man gefaltete und N 40 O, dann bei der Brücke selbst ONO streichende, steil S fallende Quarzlagenphyllite an. Schon vor der Brücke ist der Hang mit Trümmern von Permbreccien, Konglomeraten und Sandsteinen bestreut, die von oben herunterkommen und offenbar in nicht sehr großer Höhe über dem Orte anstehen müssen[5]). Sie enthalten hauptsächlich Fragmente von Quarz und Phyllit, an einer Stelle auch von Porphyr. Die Dächer der Häuser sind mit einem permischen Schiefer gedeckt, der aus der Val di Molini westlich Paisco stammt und über Lovèno durchstreichen soll. Es kann also nach diesen und den Angaben im vorigen Abschnitt kein Zweifel darüber bestehen, daß die Permzone in geringer Höhe über dem Wege Paisco—Lovèno den Hang bildet.

Jenseits des Aglione, auf dem Wege zum Passo Tinerli, bilden normale Edoloschiefer, hauptsächlich Quarzlagenphyllite und an einem Bachübergang Granatphyllite, den unteren Teil des Gehänges. Sie streichen erst N 60—80 O bei mittlerem S-Fallen, schließlich aber dicht unter den Permfelsen des höheren Gehanges NNO bei flachem bis mittlerem westlichen Fallen. Schon lange vorher ist das Gehänge wie auf der anderen Talseite von Trümmern permischer Sandsteine, unter-

[1]) *J* 25, *J* 50, *J* 100.

[2]) Man vergl. *J* 25, *J* 50 oder *J* 100.

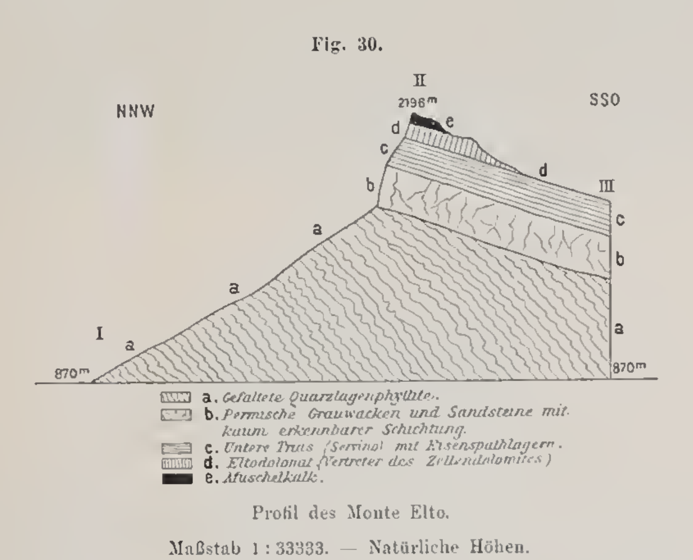
[3]) 1896, pag. 1040 und 1041.

[4]) 1897, II., pag. 155 u. f., Fig. 4, auch pag. 126.

[5]) Varisco (1881) zeichnet auf seiner Karte gerade umgekehrt den Talgrund bis etwas über Lovèno als Perm, den höheren Hang als Glimmerschiefer.

geordnet auch sandiger Thonschiefer bedeckt. Anstehend sah ich an dem Wege nur verschiedengefärbte, grobbankige Sandsteine, deren Schichtung aus der Nähe schwer zu erkennen ist. Sie fallen mit schwachen Neigungen nach S ein und dürften etwa ONO streichen. Möglicherweise ist im Gehänge eine kleine Querverwerfung vorhanden; denn es sieht so aus, als ob die Phyllite gegen das östlich gelegene Perm gegenstreichen. Der Weg führt dann über einen der NNW gerichteten Seitenkämme des Hauptgrates hinweg in die eigentliche Tinerlimulde hinein. Fast unmittelbar über der Übergangsstelle beginnen die Werfener Schichten. Diese lassen sich im Gehänge weit nach O und W verfolgen und haben hier seit alter Zeit die Aufmerksamkeit der Talbewohner durch die ihnen eingelagerten Eisenspatschichten erregt. Im allgemeinen Teile der Arbeit soll das Vorkommen des Eisenspates in der Trias besprochen werden. Curioni hat die zahlreichen Gruben des Tinerlikammes in seiner Geologie der Lombardei genau aufgeführt und beschrieben[1]), so daß ich hier nicht näher darauf eingehen will.

Fig. 30.



Profil des Monte Elto.

Maßstab 1 : 33333. — Natürliche Höhen.

I Val Paisco zwischen Lovéno und Paisco. — II Kamm zwischen M. Elto und M. Cuèl. — III Abhang nach Val Clegna hin.

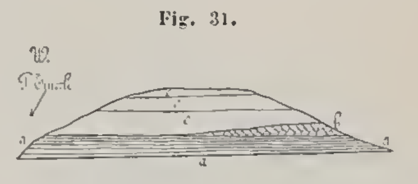
Von den etwa fünf größeren Lagen der Tinerlimulde wurde zur Zeit meines Besuches nur eine ausgebeutet. — Die Werfener Schichten bestehen dort hauptsächlich aus dünnbankigen Kalkmergeln mit Zwischenlagen von echten dünnschiefrigen Schiefertonen, beziehungsweise Tonschiefern und rot verwitternden Kalksteinen. Muskovitreiche Tonschiefervarietäten sind selten, kommen aber vor und enthalten stellenweise schlecht erhaltene Zweischaler. Auch sah ich in einem roten Mergelkalk Durchschnitte von mittelgroßen Gastropoden. Ganz oben stellt sich eine rote, der Pietra Simona ähnliche Varietät ein, die sich indessen von dieser durch kleine an Muskovitblättchen reiche Hohlräume unterscheidet. Aus der Ferne gesehen erscheinen die von den Werfener Schichten gebildeten Felswände weiß; doch beruht das nur darauf, daß die Oberflächen zu einem erheblichen Teile von Flechten bedeckt sind. Das Streichen der Werfener Schichten dürfte etwa O—W, falls aber davon abweichend wohl eher ONO als WNW, bei mäßigem S-Fallen sein (bis etwa 30°). Die Mächtigkeit schätze ich auf ungefähr 150—200 *m*, während das Perm wohl 300 *m* erreichen dürfte. In

[1]) 1877, II., pag. 117—120.

den Werfener Schichten ist eine deutliche Transversalschieferung ausgeprägt, die ONO streicht und steil N fällt, und eine undeutlichere, die gleichfalls steil steht, aber schräg zu der ersten streicht, so daß sie beide zusammen die Gesteine vielfach in griffelförmige Stücke zerspalten. Außerdem sind auch noch unregelmäßige Spaltensysteme vorhanden.

Ich stieg aus der Tinerlimulde zum Passe und von dort östlich zum ersten Gipfel des Kammes hinauf. Man sieht dort und weiterhin auf dem Kamme, daß über den Werfener Schichten konkordant der von mir schon früher charakterisierte Eltodolomit in einer Mächtigkeit von 50—80 *m* folgt. Es ist ein hellgrauer, kompakter, wohlgeschichteter Dolomit, dem Esinokalk sehr ähnlich, mit vielen Kalkspatadern, stellenweise schlecht erhaltene Zweischaler führend. An dem ersten Gipfel, nördlich Malga Cuël, liegt zu unterst eine dünne Lage eines etwas luckig verwitternden, dem Zellenkalk ähnlichen Dolomits. Der erste Gipfel östlich und westlich des Passes besteht ganz aus dem Eltodolomit. Ich wanderte nun auf dem Kamm entlang nach Osten. Sehr bald trifft man scharfkantige Bruchstücke des ersten der drei dort von mir gesammelten, von Riva[1]) beschriebenen Dioritporphyritgänge an. Dann stellt sich an der Grenze zwischen den Werfener Schichten und dem Eltodolomit eine dünne, nach Osten an Mächtigkeit zunehmende Lage von echtem Zellenkalk ein, der beste Beweis dafür, daß Eltodolomit und Zellenkalk gleichalterige Fazies sind. Die beistehende Skizze zeigt diese Verhältnisse. Die Werfener Schichten streichen an dieser Stelle O—W und fallen

Fig. 31.



Kamm östlich des Passo Tinerli.

a = Werfener Schichten. — *b* = Zellenkalk. — *c* = Eltodolomit.

schwach nach S ein. Sie bilden die nächste Scharte. Von dieser aus kommt man beim Anstieg wieder über Eltodolomit, dann aber in schwarzen knolligen Muschelkalk hinein. Auch der nächste Gipfel, und darauf noch eine kurze Zeit lang der Kamm bestehen daraus. Der Muschelkalk streicht etwa N 70 O und fällt sehr schwach nach S ein. Weiter östlich steht auf dem Kamm der mittlere quarzführende Dioritporphyritgang im Muschelkalk an[2]). Er streicht ungefähr N 50 O und fällt schwach nach S ein, durchschneidet die Schichten also in ziemlich spitzem Winkel. Von da ging ich weiter nach O und auf der Südseite bis zu einem tiefen Einschnitt vor dem eigentlichen Eltogipfel hinunter. In dem Einschnitt liegen wieder Blöcke von Zellenkalk herum, der dort offenbar dem Eltodolomit eingelagert ist. Gleich hinter dem Einschnitt liegen auf der N-Seite Blöcke des dritten, hier zweifellos im Eltodolomit aufsetzenden Dioritporphyritganges. Nun geht es über den Muschelkalk hinauf zum Eltogipfel. Der Muschelkalk ist zu unterst hellgrau; dann aber wird die Farbe dunkel. Eigentümlich wulstigeBänke sind hier wie auch auf dem vorher beschriebenen Gipfel häufig[3]). Auch gelb verwitternde, wohl etwas mergelige Bänke sind eingelagert. Das Streichen ist N 70 O bei schwachem S-Fallen. Die Mächtigkeit ist hier geringer als auf dem westlichen Muschel-

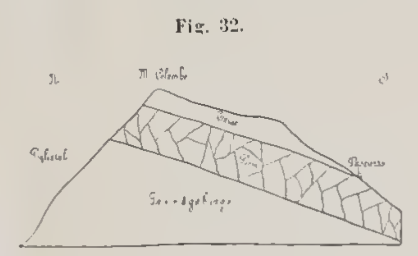
[1]) 1896, I., pag. 182 u. 225.

[2]) Nicht im Eltodolomit, wie Riva aus Versehen angibt.

[3]) Petrographisch stimmen sie genau mit bestimmten Bänken im oberbayrischen und südwestdeutschen Muschelkalk überein.

kalkgipfel. Zwischen dem Elto und dem östlicheren Pizzo Garzeto (2088 *m*)[1]) scheint eine kleine Querverwerfung durchzustreichen, da dort der Eltodolomit auf einmal in viel höherem Niveau auftritt. Man kann infolgedessen zwischen den beiden Gipfeln, statt über die steilen Wände des Eltodolomites, ganz bequem in einer Grasrunse nach S absteigen. Man trifft dabei im Muschelkalk sehr tonreiche Bänke an, wie sie in der südlichen Adamellogruppe erst im obereu Muschelkalk aufzutreten pflegen. Eigentlich schwarze Kalke sind hier sehr selten. Der auf *J* 25 und *J* 50 eingezeichuete Pfad traversiert um den Pizzo Garzeto herum in normal ausgebildeten flachen Werfener Schichten, die auf der Südseite hellgraue bis dunkelgraue Dolomitbänke, auf der NO-Seite wenig über dem Perm ein Eisenkarbonatlager enthalten. Bald nachdem sich der Weg teilt, hören die Werfener Schichten auf, so daß Malga Garzeto bereits auf Perm liegt. Dies ist sehr mächtig und besteht aus Sandsteinen und Konglomeraten. Es hält beim Abwärtssteigen bis zu einem ebenen Vorsprung oberhalb Malga Paghera an. Die ersten dort anstehenden Edoloschiefer streichen N 70 W bei schwachem S-Fallen. Bei Malga Paghera streichen sie O—W uud fallen steil nach S. Beim weiteren Abstieg nach O bis nach Novelle traf ich eine sehr große Zahl von Aufschlüssen des Grundgebirges an. Im großen und ganzen herrscht darin N 70—80 W-Streicheu bei mäßigem bis steilem S-Fallen vor. Doch kommeu auch andere Richtungen vor, zum Beispiel oberhalb „Eman" N 30 W-Streicheu bei mittlerem W-Fallen, bei Eman NNO-Streichen und W-Fallen, nicht mehr sehr hoch

Fig. 32.



Ansicht des Monte Colombè vom Hange oberhalb Novelle am rechten Oglio-Ufer.

über Novelle einmal N 80 O-Streicheu, ganz dicht oberhalb Novelle O—W-Streicheu. Die Gesteine gehören bis unterhalb Eman unzweifelhaft den Edoloschiefern an. Es siud dort nach meinen Aufzeichnungen hauptsächlich Quarzlagenphyllite. Nachdem man aber das Tälchen überschritten und die Straße nach Novelle erreicht hat, stellen sich die Typen der Rendenaschiefer ein. Feldspatreiche, durch Biotitgehalt ausgezeichnete Gesteine, hauptsächlich wohl feinkörnige Biotitgneise herrschen vor. Wir haben die Rendenaschiefermasse von Cedegolo erreicht. Ob deren Begrenzung wirklich die Form hat, wie ich sie auf *G* gewählt habe, ist fraglich. Sie wird sich natürlich nur durch zahlreiche Begehungen des ganzen Berghanges feststellen lassen. — Sehr schön erkennt man bei dem Abstieg die postglaziale, vielleicht aber zum Teil noch subglaziale Natur der Pogliaschlucht. Andrista liegt auf dem glazialen Talboden des Pogliatales. Auch die im großen genommen sehr einfache Tektonik des Monte Colombè liegt klar vor Augen, wie die obenstehende Figur zeigt. Von der durch die Intrusion des Tonalites bedingten Komplikation der Lagerungsverhältnisse und von der durch die kolossale Moränenbedeckung erzeugten Schwierigkeit von deren Erkennung an Ort und Stelle ahnt man natürlich bei dieser Betrachtung aus der Ferne nichts. Um so klarer wird es, daß der Colombè die direkte Fortsetzung des Elto und wie dieser gleichzeitig der S-Flügel der großen Camonicaantiklinale, der N-Flügel der Camonicasynklinale ist.

[1]) Man vergl. hier die Fig. 30 auf pag. 105 dieser Arbeit.

V. C. β. 3. Tektonische Bedeutung und Fortsetzung des Grundgebirges von Cedegolo nach Westen.

Aus den angeführten Beobachtungen geht hervor, daß der Kern der großen Camonica-antiklinale zwischen dem Aglionetal im Norden und Capo di Ponte im Süden von Grundgebirge, und zwar nicht bloß von Edoloschiefern, sondern auch von Rendenaschiefern gebildet wird. Verfolgen wir diese Zone nach W, so verschmälert sie sich und dürfte nicht sehr weit westlich von Lovèno ihr Ende erreichen. Es wölbt sich nämlich dort der N fallende Permtriasflügel von Lava—Malouno—Rino—Garda über das Grundgebirge hinüber, um mit dem S fallenden gleichfalls aus Perm und Trias bestehenden Flügel des Monte Elto—Colombè in Verbindung zu treten. So kommt es, daß Porro [1]) auf seiner nach O nur bis zum Monte Venerocolo (*J* 100) reichenden Karte dort von der S-Grenze der kristallinen Schiefer des Edolozuges bis Schilpario im S nur Perm und Werfener Schichten hat. Die Südgrenze der kristallinen Schiefer des Edolozuges entspricht genau meiner Gallineraverwerfung. Sie nimmt weiter im Westen nach Porros Darstellung den Charakter einer nach N geneigten Überschiebungsfläche (scorrimento) an [2]), während sie im allgemeinen und gerade auch an dem unserem Gebiet am meisten benachbarten Monte Venerocolo die steilstehende oder infolge von Überkippung N fallende Unterfläche einer Synklinale ist. Die Camonicaantiklinale ist auch in Porros Profilen *n* bis *q* deutlich erkennbar. In *q* entspricht sie der flachen Antiklinale des Monte Gaffione. in *p* der des Monte Tornello, in *o* der zwischen Piano di Barbellino und V. di Lizzola, in *n* der südlich des Passo di Coca gelegenen Antiklinale. Unter dem Perm des Monte Gaffione ist also die westliche Fortsetzung des zweiten oder Cedegolozuges des kammischen Grundgebirges zu suchen.

Daß dies Grundgebirge in der Val Camonica zutage tritt, im Westen verschwindet, beruht nur zum kleinsten Teil auf dem Umstand, daß sich der Aglionebach ziemlich genau in den Scheitel der Antiklinale eingenagt hat. Denn in der östlichen Fortsetzung des Aglione erhebt sich ja der hohe Kamm des Piano della Regina, auf dessen W-Abdachung nur das unscheinbare Permrelikt des Poggio la Croce die alte Permbedeckung noch andeutet. Dann aber erheben sich die kristallinen Schiefer steil bis zum 2628 *m* hohen Gipfel des Piano della Regina, während westlich am Monte Elto schon in 2148 *m* Höhe der Gipfel von Muschelkalk gebildet wird. Der Antiklinalenkamm steigt also kurz vor der Tonalitmasse steil in die Höhe, um dann unmittelbar an ihr in um so auffälligerer Weise unter die Seitenfläche des Etmolithen heruntergedrückt zu werden.

VI. Der Tonaliteckpfeiler des M. Aviolo und seine Kontaktzone von Val Malga bis zur Val Paghera.

VI. 1. Edolo—Sonico—Rino—Val Malga—Ponte Reghel—Cigola—Cresta Alberina—Val Rabbia-Ausgang—Rino.

(Vergl. *G*, *A*, Blätter Edolo und Sonico von *J* 25.)

Edolo [3]) verdankt seine landschaftlich herrliche Lage dem Zusammentreffen des zum Apricapasse führenden Cortenotales mit dem eine scharfe Biegung ausführenden Oglio. Ein weiter,

[1]) Alpi Bergamasche, Mailand 1903.

[2]) A. a. O., pag. 20.

[3]) Auf *G* nicht mehr enthalten, aber genau und gleich westlich Mù auf dem rechten Oglioufer. Blatt Edolo von *J* 25 und *J* 50, Blatt Tirano von *J* 100, *A* und *R*.

schwach geneigter alluvialer Talboden zieht sich aus dem Cortenotale heraus bis in die Gegend von Sonico, wo die zu einem einheitlichen Kegel vereinigten Schuttmassen des Rabbia und Malgatales den Oglio gegen die Phyllitfelsen von S. Andrea drängen. Östlich erheben sich der letzte tonalitische Eckpfeiler des Adamello, der Monte Aviolo, im NW und S die Phyllitberge des Dosso Toricla und M. Faëto. Südlich des Aviolo blicken die Gletscher des tonalitischen Baitonekammes und die hohen Perm- und Phyllitgipfel des Granatezuges auf die noch im ganzen Reize üppiger, südlicher Vegetation prangende Talebene herunter. Noch im Orte selbst springt der Oglio aus enger post- und subglazialer Erosionsschlucht heraus über eine Steilstufe hinweg in das weite Gebiet des Talbodens. Nur durch Sprengung der Felsen hat man für die Tonalestraße Platz neben dem Fluß schaffen können. Von der Brücke aus sieht man bei Regenwetter, wie der Oglio Blöcke von einem halben Kubikmeter Inhalt und mehr spielend fortträgt. Hat man gar, wie ich im September 1888, Gelegenheit dort einem Hochwasser beizuwohnen, dann bekommt man eine Vorstellung von der ungeheuren tranportierenden und erodierenden Kraft dieses herrlichen Bergstromes. Die starke postglaziale Vertiefung des Tales unmittelbar oberhalb Edolo wird verständlich. Edolo liegt 690 *m* hoch über dem Meere, der Monte Aviolo erreicht bei einem Horizontalabstand von nur 5000 *m* eine Höhe von 2881 *m*, die Roccia Baitone bei weniger als 7000 *m* Abstand sogar 3240 *m* Höhe. Diese starken Höhendifferenzen zusammen mit der geschilderten, durch den geologischen Bau bedingten Mannigfaltigkeit der Landschaft machen Edolo zu einem der schönsten mir überhaupt aus den Alpen bekannten Gebirgsstädtchen.

Geht man von Edolo über die Ogliobrücke nach Mù und am Rande des Talbodens unter dem Hange entlang nach Sonico, so trifft man noch innerhalb der Häuser von Mù einen guten Aufschluß in normalen, zum Teil granatführenden Quarzlagenphylliten. Das Streichen ist ziemlich genau O—W, das Fallen annähernd vertikal, meist aber ganz steil nach N gerichtet. Unmittelbar vor dieser Stelle legte Anfang der neunziger Jahre ein Erdrutsch diluviale Grundmoräne frei, die offenbar das ganze Gehänge unter der „Parocchia", der Parochialkirche von Edolo und Mù, zusammensetzt. An die alte Straße nach Sonico treten dann noch an zwei Stellen die Felsen heran. Sie bestehen aus verworren gefalteten Quarzlagenphylliten. Geht man etwas höher am Hange von Mù nach Sonico, so trifft man viel bessere Aufschlüsse. Der erste prachtvoll glazial abgeschliffene, noch innerhalb Mù gelegene Hügel zeigt oben N 68 O-Streichen bei steilem N-Fallen; und auch weiterhin am Wege maß ich zunächst immer N 60—70 O-Streichen und 70—80° N-Fallen, nur ganz lokal S-Fallen. Dies ONO-Streichen und N-Fallen ist aber die normale Orientierung des ganzen Schieferkomplexes der Umgebung von Edolo. In der Nähe der Case Tise [1]) sind den Phylliten, wie ich schon 1890 mitteilte [2]), Amphibolite eingelagert. Sie finden ihre Fortsetzung, wie auch bereits 1890 am angeführten Orte gesagt, in den etwa 20—30 *m* mächtigen Amphiboliten der Gegend von C. Foppa auf *A* und *J* 25. Weiterhin enthalten die Phyllite an zwei Stellen feinkörnige Gneise, gelegentlich, aber nicht häufig auch Quarzite eingeschaltet. Hinter dem auf *J* 25 und *A* mit der Kote 795 bezeichneten Ausläufer beginnt ein Gebiet ziemlich verworrener Faltung, in dem oft NO-Streichen bei wechselndem, gar nicht selten sehr flachem, bald N, bald S gerichtetem Fallen zu beobachten ist. Bei Sta. Maria liegt etwas Moräne. Die Felsen sind auf dem ganzen Wege oft bis zur Talsohle abgeschliffen.

Unmittelbar über den letzten Häusern von Sonico fand ich im Phyllit eine Schicht von

[1]) *A*, *J* 25, *J* 50.
[2]) 1890, pag. 535.

Quarzlagen-Turmalinedolit [1]), makroskopisch wie ein gewöhnlicher quarzitischer Phyllit aussehend. Daun herrschen auf dem höheren Wege bis zur Ecke des Rabbiatales immer wieder Quarzlagenphyllite mit untergeordneten Einlagerungen von Quarziten, feinköruigen Gneisen [2]) und Biotitphylliten. Das Streicheu ist im wesentlichen zuerst hiuter Sonico mehr nordöstlich bei mittlerem NW-Fallen, dann östlich bei mittlerem N-Fallen und schließlich ONO bei mittlerem NNW-Fallen. Auf der „Mulattiera", die tiefer am Gehänge von Sonico nach Rino führt, stehen sehr quarzlagenreiche Phyllite mit N 60 O-Streicheu und etwa 50—70° N-Fallen au. An der Ecke des Rabbiatales fand ich im Jahre 1894 den kleinen, auf *G* eingezeichneten Stock von Quarzglimmerdiorit. Meiu zu früh verstorbener damaliger Schüler und lieber Freuud Riva ließ ihn sich von mir zeigen um sich daran seine ersteu geologischen Sporen zu verdienen; uud ich deuke noch jetzt mit Trauer und Rührung an die schönen Stunden zurück, in denen ich ihm dort die Technik geologisch-petrographischer Feldaufnahmen demonstrierte. Er hat seine Felduntersuchungen auf meinen Wunsch auch durch mikroskopische und chemische Studien über die Gesteine vervollständigt und in einer hübschen kleineu Studie [3]) niedergelegt, deren Einzelheiten ich hier natürlich nicht wiedergeben kann. Aus seinen Untersuchungen geht hervor, daß der Stock auf drei Seiten von Kontaktphylliten umgeben ist, die zum größten Teil durch Andalusit, zum kleineren durch Staurolith und Cordierit, sowie sämtlich durch neugebildeten Biotit ausgezeichnet sind. Die Kontaktmetamorphose dehnt sich nur wenige huudert Meter aus. Das Tiefengestein hat nach Rivas Analysen sehr genau die chemische Zusammensetzung des gleichfalls von ihm analysierten, von mir beschriebenen Quarzglimmerdioritstockes der Val Moja nordöstlich Edolo [4]) und ziemlich genau die des von G. v. Rath analysierten Toualites vom Lago d'Avio [5]). Es ist kaum ein Zweifel daran möglich, daß die beiden kleinen Stöcke Apophyseu des großen Tonalitmassives sind.

Überschreitet man den Bach, der der Längserstreckung des Dioritstockes parallel läuft, so steht man vor der schon von Edolo aus sichtbareu hellen Wand vou Tonschiefern der unteren Trias. Diese streicht, wie aus *G* ersichtlich, längs des Rabbia- und Gallineratales zum Passo Gallinera hinauf und ist von den nördlich anstoßenden Phylliten, unter die sie scheinbar oder wirklich einschießt, durch die 1897 von mir beschriebene Gallineraverwerfung getrennt [6]). Wir stehen also dort an der nordwärts verschobenen Fortsetzung der Störung von Lava auf dem rechten Oglioufer. Man vergl. darüber pag. 103. Die Werfener Schichten gegenüber dem Dioritstock streichen meist N 55—70 O, seltener rein NO und fallen mit 65—70° nach NW ein, während die Phyllite neben dem Stocke etwa N 80 O streichen und mit mittlerer Neigung nach N einfallen. Die Schichtflächen sind oft buckelig geformt. Ist die Verwerfung jünger als die Iutrusion des Diorites, so sollten die Tonschiefer keine Zeichen der Metamorphose zeigen. Im anderen Falle sollte man gerade in ihnen bei ihrem geringen Horizontalabstand und ihrem petrographischen Charakter eine noch deutlichere Umwandlung erwarten. Leider sind nun die Gesteine an der Oberfläche stark verwittert. Sie machen, mit dem bloßeu Auge betrachtet, ja zum Teil auch im mikroskopischen Bilde den Eindruck normaler Touschiefer. Auch Kriechspuren von Organismen sind auf den Schichtflächen zum Teil er-

[1]) Über diesen Namen vergl. Register und pag. 6.

[2]) Das von Riva (1896, II., pag. 19 des Separatums) beschriebene Gestein steht nicht „poco a Sud", sondern „poco a Nord dello sbocco della Val Rabbia" an.

[3]) Riva 1896, II. Man vergl. auch Salomon 1896, pag. 1045 und 1897, II., pag. 116 u. f. Prof. II.

[4]) Salomon, 1890, pag. 469 u. 546.

[5]) 1864, pag. 257.

[6]) 1897, II., pag. 116.

halten. So kam es, daß weder Riva noch ich eine Kontaktmetamorphose annahmen. Bei nochmaliger Durchmusterung meines Materiales fand ich aber auf einem hellen, verwitterten Stück eigentümliche Gebilde, die entweder Organismenreste sind, oder aber Garben darstellen, wie sie in den kontaktmetamorphen Garbenschiefern Sachsens und anderer Gegenden auftreten. In einem dunklen Gestein beobachtete ich im Schliff auffällig viel neugebildete Turmalinsäulchen. Beide Wahrnehmungen haben mir Zweifel an der Richtigkeit meiner alten Auffassung erweckt; aber leider ist es mir bisher nicht möglich gewesen, durch eine neue Begehung des unteren Talabschnittes der Val Rabbia die Frage zu entscheiden. Ich muß es also vorläufig dahingestellt sein lassen, ob die Gallineraverwerfung jünger als die Diorit- und Tonalitintrusion oder älter, beziehungsweise, was dann wohl wahrscheinlicher sein dürfte, gleichalterig mit ihr ist.

Südlich von dem Aufschluß an der Talwand führt ein Weg am Gehänge der Cresta Albarina herum in die Val Malga hinein. Man erkennt an ihm, daß sich zwischen die Tonschiefer „dünne Bänkchen von braunrotem und grauem Kalkstein mit mikroskopisch erkennbaren, aber nicht bestimmbaren Fossilresten“ und Grauwackenbänke einschalten [1]). Die Kalkbänkchen streichen N 60 O und fallen mit etwa 70° nach N. Weiterhin folgt das typische, auf pag. 96—97 schon erwähnte Permsystem der untersten Val Malga. Die Kalkbänkchen haben hier offenbar die Lage der Kalke von Praso, die im zweiten Teil der Arbeit genauer beschrieben und mit dem Bellerophonkalk parallelisiert sind.

Die typischen Permablagerungen auf dem Wege in die Val Malga hinein bestehen aus klastischen Quarziten und Sandsteinen von kompakter Beschaffenheit mit eingelagerten Tonschiefern. Auch in diesen fand ich wieder N 70—75 O-Streichen bei 70° N-Fallen. Kluftsysteme streichen dagegen N 12 W, also ebenso wie die Harnische auf dem anderen Oglioufer südlich des Ponte di Dazza. Sie fallen aber hier mit 70° nach W ein, während sie dort östlich fielen [2]). Eisenreiche Karbonate füllen die Klüfte zum Teil aus. Der ganze Ausgang der Val Malga und die post-, beziehungsweise subglaziale Schlucht des Torrente Remulo sind, wie schon erwähnt, in dies harte und widerstandsfähige Permsystem eingeschnitten. Doch ändert sich das Streichen, wie auf pag. 97 hervorgehoben, rasch in N 20 O. Steigt man von der Reghelbrücke hinauf nach Cigola und zur Cresta Albarina, so trifft man sehr bald die bereits auf pag. 96 erwähnten groben Phyllitquarzkonglomerate, beobachtet in ihnen Zwischenlagen von quarzitischen und Serizitschiefern, später aber wieder echte Sandsteine und Tonschiefer, letztere mit N 60—70 O-Streichen und steilem bis mittlerem NW-Fallen. Ich hatte es auf Grund dieses Profils noch 1896 [3]) für möglich gehalten, daß die Serizitschiefer und Quarzite des Rino—Gardazuges vorpermischen paläozoischen Bildungen angehörten, habe allerdings damals bereits auch auf die Möglichkeit hingewiesen, daß diese dünnschiefrigen Bildungen nur dynamometamorphe Äquivalente des Perms seien. Daß diese letztere Auffassung das Richtige trifft, wird im allgemeinen Teile nachgewiesen werden. Die Serizitschiefer sind nichts anderes als deformierte umgewandelte Quarzporphyre [4]).

An der Stelle, wo der Weg über den Albarinakamm hinüberführt, ist eine alte Eisenspatgrube. Das Erzvorkommen ist von Curioni [5]) beschrieben worden. Es soll 2 *m* Mächtigkeit haben

[1]) Salomon, 1897, II., pag. 118.

[2]) Vergl. pag. 103.

[3]) 1896, pag. 1039.

[4]) Vergl. auch pag. 98. Fußnote 1.

[5]) 1877, Bd. II, pag. 95, 106, 147 u. 192.

und neben dem Eisenspat ziemlich viel Pyritwürfel sowie Spuren von Kupferkies enthalten. Es ist offenbar kein Lager, sondern ein Gang. Zur Zeit meines Besuches (1894) war die Grube verlassen. Beim Abstieg längs des Hanges der Val Rabbia beobachtet man wieder die Tonschiefer der Werfener Schichten mit den Zwischenlagen von rötlichem Kalk. Sie streichen auch hier N 60—70 O bei steilem NW-Fallen.

VI. 2. Westseite des Monte Aviólo (2881 *m*).

(Vergl. *G*, *A*, Blatt Edolo von *J* 25 und *R*.)

Der Monte Aviolo war der Ausgangspunkt meiner Adamelloarbeiten. Ich habe ihn in den Jahren 1888 und 1889 sehr eingehend untersucht und die Ergebnisse in einer besonderen Abhandlung niedergelegt [1]. Die schematische Darstellung auf dem Routenkärtchen soll zeigen, daß ich damals bestimmte Teile des Berges fast Schritt für Schritt begangen habe. Und tatsächlich sind denn auch die dabei gemachten Erfahrungen in vieler Hinsicht für meine Auffassung der ganzen Adamellogruppe entscheidend geworden. In einem Punkte wurde aber eine Korrektur nötig. Die Erfahrungen nämlich, die ich von 1890 an über die Kontaktmetamorphose der permisch-triadischen Bildungen machte, lehrten, daß in den Hornfelsen der Westseite des Berges eine schmale, auf *G* dargestellte Zone permischer, beziehungsweise untertriadischer Gesteine mit enthalten ist. Ich kontrollierte diese auf Grund der Neuuntersuchung meines gesammelten Materials gewonnene Überzeugung 1895 durch einige Begehungen und teilte die dabei gemachten neuen Beobachtungen 1897 [2]) mit. Auch im allgemeinen Teile dieser Arbeit werde ich mich über die Lagerung der Schichten an der betreffenden Stelle aussprechen. Es würde nun natürlich ganz zwecklos sein, die vielen bereits mitgeteilten Einzelheiten über den Aviolo hier noch einmal zu wiederholen. Ich verweise in dieser Hinsicht auf die beiden zitierten Arbeiten und gebe hier nur eine kurze Übersicht über den Bau des Berges sowie Mitteilungen über die für einen Besuch der wichtigsten Aufschlüsse hauptsächlich in Betracht kommenden Wanderungen.

Der Monte Aviolo ist der NW-Eckpfeiler des ganzen Tonalitmassives. Wie aus *G* ohne weiteres hervorgeht, steht er im Osten in direktem Zusammenhange mit den ausgedehnten Tonalitmassen des Monte Avio, des Aviotales und durch deren Vermittlung auch des Adamello. Im Süden trennt ihn die von Stache beschriebene Sedimentzone des Passo Gallinera, die sich, wie ich bereits 1896 (pag. 1047) nachwies, bis ins Aviotal verfolgen läßt. Der SW-, W-, und N-Abhang des Aviolo besteht aus Grundgebirge, und zwar hauptsächlich aus Edoloschiefern. Erst in den höheren Teilen des Berges stellt sich ein System von allerdings wohl fast ganz in der Kontaktzone gelegenen Rendenaschiefern ein. Ich werde im allgemeinen Teile dieser Arbeit ausführen, daß es auf Grund der geologischen Orientierung wahrscheinlich ist, daß diese Rendenaschiefer das Liegende der Edoloschiefer bilden. Sicher ist es aber an dieser Stelle nicht zu beweisen, weil das in den unteren Teilen der Westgehänge des Berges normale ONO-Streichen und N-Fallen der Schiefer gegen O, also gegen den Tonalit hin, wie gewöhnlich durch Anpassung an die Kontaktfläche vollständig verändert wird. Auch ist die Begrenzung der Rendenaschiefer auf der Karte sicher an vielen Punkten der Korrektur bedürftig und soll nur in großen Zügen das Verbreitungsgebiet dieser älteren Schiefergruppe andeuten. In dem „La Foppa“ genannten Westkar des Berges [3]), nördlich von

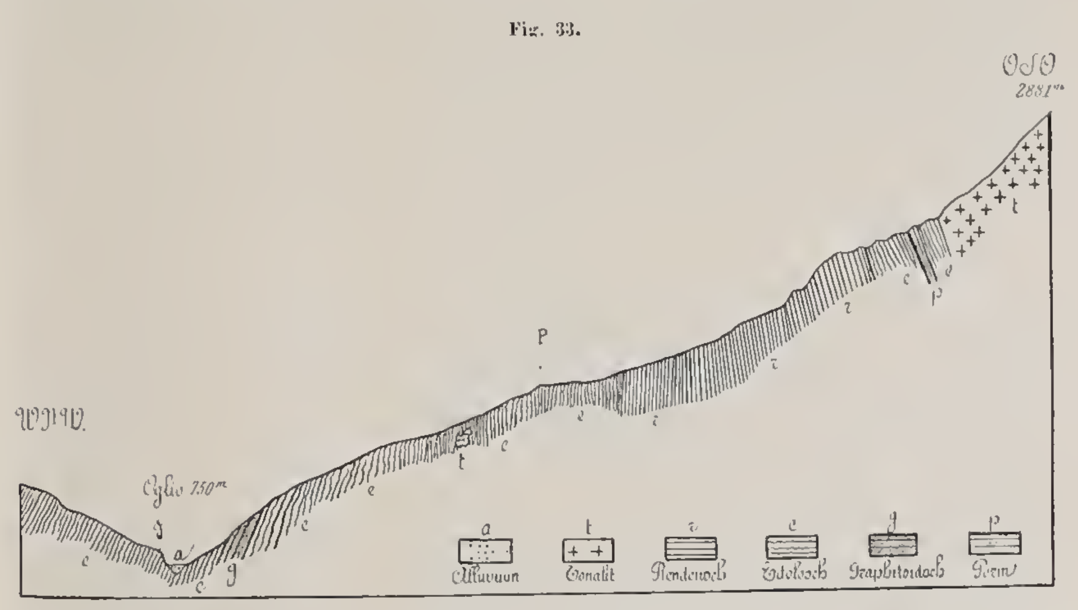
[1]) 1890 und italien. Übersetzung in 1891, II.

[2]) 1897, II., pag. 114—115.

[3]) A.

„M. Foppa" auf *G*, ist nun mitten in den hochmetamorphen Hornfelsen des Grundgebirges eine schmale Zone von zu Hornfelsen umgewandelten klastischen Gesteinen in steiler Schichtstellung eingeschaltet, die entweder zum Perm oder zu den Werfener Schichten, beziehungsweise zu den Grenzbildungen beider gehört. Vor und hinter dieser Zone haben die Hornfelse petrographische Merkmale, die mich bestimmt haben, sie auf *G* als Edoloschiefer zu bezeichnen, obwohl besonders die breitere Zone, in der das Fallzeichen eingetragen ist, vielleicht auch zu den Rendenaschiefern gehören könnte. Das beigegebene Profil 33 erläutert die Verhältnisse, zu deren Erklärung man wohl Brüche mit heranziehen muß. Ich habe es indessen absichtlich vermieden mehr einzuzeichnen, als ich wirklich gesehen habe. Die Permzone läßt sich in die Val Finale hinein verfolgen. Ob sie bei S. Vito noch vorhanden ist, konnte ich 1889 bei meinem einzigen Besuch des Kares noch nicht

Fig. 33.



Profil durch den Monte Aviólo.

P = Pozzolo Untere Grenze der Kontaktmetamorphose. v (unter „Oglio") (in der Figur ähnlich wie *g*) = obere Grenze der postglazialen, beziehungsweise subglazialen Schlucht.

feststellen. Im Aviolotale (Val Paghera auf *G*) habe ich trotz aufmerksamen Suchens (vergl. VI. 3.) nördlich des Tonalites Perm oder Trias nicht nachweisen können.

Westlich der Rendenaschieferzone ist den Edoloschiefern im Grunde der Val Moja ein kleiner Quarzglimmerdioritstock eingeschaltet, der in der zitierten Arbeit von 1890 auf pag. 469 eingehend beschrieben ist. Seine Übereinstimmung mit dem Diorit von Rino ist schon auf pag. 110 hervorgehoben worden. Er ist offenbar nur eine unterirdische Apophyse des Tonalitmassives. Die ihn umgebenden Edoloschiefer haben eine sehr charakteristische Kontaktmetamorphose erlitten. Wichtig ist besonders das Auftreten von K o r u n d in einer bestimmten Lage.

Mächtige Diluvialablagerungen finden sich namentlich bei Boscavegno nördlich des „*u*" von Mù auf *G*. Die moränenbedeckten Hochflächen von Preda und Pozzolo entsprechen einer diluvialen Terrasse, die sich hier in rund 830 *m* Höhe über dem Talboden von Edolo am Gehänge erhalten hat.

Der ganze Berg ist von zahlreichen lamprophyrischen, dioritporphyritischen, dioritischen und diabasischen, beziehungsweise uralitporphyritischen Gängen durchfurcht [1]). Einer der letzteren durchsetzt den Tonalit, die anderen das Grundgebirge und Perm.

Unverkennbar und auf *G* klar ersichtlich ist der Einfluß der gewaltigen Tonalitmasse auf die Tektonik des Schiefergebirges. Das normale Streichen der Schiefer ist trotz intensivster Fältelung nördlich der Gallineraverwerfung fast stets etwa ONO bei steil nördlichem Fallen. Lokale Abweichungen sind allerdings vorhanden, haben aber keine größere Bedeutung. In den höheren Regionen des Aviolo ändert sich das. Das Streichen paßt sich mehr und mehr dem Verlauf der Kontaktfläche an, die Schichtstellung wird immer steiler und geht schließlich durch die Vertikale hindurch in ein steil unter den Tonalit gerichtetes Fallen über. Die Kontaktfläche selbst ist unregelmäßig buckelig geformt. Apophysen des Tonalites greifen in die Schiefer über, Schollen der Schiefer sind losgelöst, schwimmen im Tonalit und beweisen zusammen mit der äußerst intensiven Kontaktmetamorphose die primäre Natur des Kontaktes. Noch in 1500 *m* Abstand vom Tonalit sind deutlich kontaktmetamorphe Bildungen beobachtet worden.

Ganz unten im Ogliotale ist den Edoloschiefern wenigstens e i n e langgestreckte Linse von Graphitoidschiefern (*K* auf *G*) eingelagert. Sie streicht in Wirklichkeit weiter als auf der Karte eingezeichnet ist, nämlich bei Lezzavone vorbei in die Val Finale hinein. (Vergl. VI. 5.)

Am besten lernt man den geologischen Bau des Berges bei einer W a n d e r u n g d u r c h d i e V a l M o j a n a c h P o z z o l o u n d v o n d o r t i n d i e F o p p a h i n e i n, beziehungsweise a u f d e r N o r d s e i t e d e s M o n t e P i c c o l o (*A*, 2304 auf *G*) entlang kennen. Von Mú ausgehend trifft man bis zu den Wiesen von Boscavegno [2]) zahlreiche Aufschlüsse in meist normal streichenden und fallenden Quarzlagenphylliten der Edoloschiefer. Bei Boscavegno bedecken ausgedehnte diluviale Grundmoränenmassen des Haupttalgletschers weithin das Gehänge. Sie sind stellenweise durch Regenrinnsale in eigentümlich geformte scharfe Kämme zerschnitten. Die von mir photographierte Abbildung in K a y s e r s Lehrbuch der allgemeinen Geologie (zweite Auflage, 1905, pag. 398) stellt die Seitenfläche dieser Kämme dar.

Geht man von Boscavegno zur Val Moja und in dieser neben dem Bache aufwärts, so durchschreitet man bis nahe an den Dioritstock ein durchaus normales System von Edoloschiefern mit vorherrschenden Quarzlagenphylliten. Auf dem linken Ufer streichen sie ONO und fallen steil zuerst N, später lokal S. Dann stehen sie senkrecht, nehmen aber am rechten Ufer nach der Übergangsstelle wieder steiles NW-Fallen an. Das Streichen spielt mitunter von ONO nach NO hinüber. Nach einiger Zeit folgt eine kleine, von Grundmoräne erfüllte Talerweiterung in etwa 1200 *m* Höhe. Dort beginnt der Kontakthof des Mojadiorites, außen zum Teil aus Ilmenitfruchtschiefern, innen aus schieferigen Astithornfelsen mit Zwischenlagen weniger intensiv umgewandelter Edoloschiefertypen bestehend [3]). Ein ziemlich mächtiger Hornblendeporphyritgang [4]) durchbricht die Ilmenitfruchtschiefer auf beiden Ufern des Baches. Die Schiefer streichen N 65 O und stehen saiger oder sind steil nach NW geneigt. In die Schiefer ist der 1890 (pag. 470) von mir abgebildete kleine Dioritstock eingedrungen. Oberhalb stehen wieder Edoloschiefer an, und zwar mit NO-Streichen und

[1]) Vergl. S a l o m o n, 1890, pag. 504, 548 u. f, und R i v a 1896, I. pag. 224.

[2]) Weitere Einzelheiten in S a l o m o n, 1890, pag. 460—461 u. 471 u. f.

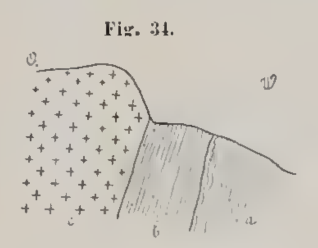
[3]) Ebenda, pag. 460, 550. R i v a untersuchte ebenfalls mein Material dieses Ganges (1896, I., pag. 188) und bildete Schliffe davon ab.

[4]) Westlich Vestaz auf *G*.

senkrechter oder fast senkrechter Stellung. Unterhalb der Malga Molgèn erreicht man den in der zitierten Abbildung in die Nähe des Stockes verlegten Gang von Diorit im Schiefer.

Von Pozzolo (*G*, *A*, *J* 25) aus führt ein Weg um den Monte Piccolo herum in die oberste Val Finale hinein. Er gabelt sich dort und führt unten auf die rechte Talseite und nach S. Vito hinüber, oben in sehr schöne Aufschlüsse hinein, die für das Verhältnis der Permzone zu dem Grundgebirge und dem Tonalit wichtig sind. Das beistehende schematische Profil 34 zeigt die Einschaltung einer schmalen, vollständig metamorphen Permzone zwischen die Hornfelse der Edoloschiefer und den Tonalit, sowie die Neigung des Perms unter den Tonalit. Der letztere ist am Kontakt hornblendearm beziehungsweise -frei. Parallelstellung des Glimmers ist oft sehr ausgesprochen. Ich schätze die Mächtigkeit der Permzone auf weniger als 90 *m*. Sie mußte auf *G* übertrieben werden. Die Gesteine bestanden ursprünglich wohl hauptsächlich aus Grauwacken, Sandsteinen und Tonschiefern. Wie im allgemeinen Teile ausgeführt, können sie möglicherweise zum Teil noch den Werfener Schichten angehören. Sie streichen N 15—30 O und fallen steil unter den Tonalit ein. Die Hornfelse des Grundgebirges lassen das Streichen infolge undeutlicher oder ganz verloren gegangener Schieferung nicht klar erkennen. Auch sind sie, wie im Prof. 34 angedeutet, stark gefältelt. Doch herrschen unzweifelhaft nördliche Streichrichtungen, etwa N 30 O—N 20 W,

Fig. 34.



Kamm des Monte Piccolo, von N gesehen.
a = Hornfelse der Edoloschiefer. — *b* = Hornfelse des Perm. — *c* = Tonalit.

bei stets ganz steiler Stellung vor. Die Natur der Berührungsfläche zwischen Perm und Grundgebirge ist bei der intensiven Metamorphose aller Bildungen nicht bestimmbar.

Auf dem Wege von Pozzolo zur Foppa erkennt man, daß schon bei Pozzolo selbst die Kontaktmetamorphose des Tonalites in den Schiefern nachweisbar ist. Man tritt sehr bald in das auf der Karte schematisch begrenzte System gneisiger Gesteine der Rendenaschiefer ein. Die Orientierung der Schichten ist außerordentlich wechselnd. Am zweiten Aufschluß oberhalb Pozzolo maß ich N 70 O-Streichen und steiles N-Fallen, weiter oben bald N—S, bald NW, bald NO-Streichen bei steilen Stellungen. In der Foppa selbst fand ich am ersten Aufschluß in metamorphen Rendenaschiefern N 20—30 W-Streichen bei NO-Fallen. Der zweite Aufschluß links von dem im Talgrunde entlang führenden Weg, ein schon von weitem erkennbarer Felsbuckel, besteht aus metamorphem Perm, nämlich der Fortsetzung der in der Val Finale angetroffenen Zone. Sie streicht hier N 35—40 W und fällt ganz steil nach NO ein. Ganz hinten im Grunde der Foppa, an einer den Hirten wohl bekannten Stelle, liegen die von mir beschriebenen einschlußreichen Blöcke von granatführendem Tonalit. Der ganze Boden der Foppa ist mit Ausnahme weniger Stellen von Blockmeeren bedeckt. Die Zeichnung des Terrains auf *J* 25 ist vollständig falsch. *A* gibt es besser wieder. Die Foppa ist ein auffällig langgestrecktes Kar. Die Permfelsen im Grunde deuten aber eine Talstufe an, die ein tieferes Becken von dem eigentlichen Hauptkar trennt. Von der Granatfundstelle nach Norden, auf den Kamm des Monte Piccolo blickend, hat man das von mir in der Zeitschr. d.

15*

Deutsch. geol. Ges. 1890, Taf. 29, mitgeteilte Bild des Kontaktes zwischen dem Tonalit und den metamorphen Sedimenten vor Augen. Der Kamm erhebt sich im Tonalit sofort in sehr merklicher Weise; die kleine Forcella[1]), von der es äußerst steil in die Val Finale hinuntergeht, hat schon die dunkle Farbe der Hornfelse. Steigt man zu der Forcella hinauf, so sieht man oben, daß auf der N-Seite des Kammes der Tonalit viel weiter nach W vorspringt und darum am Finalehange in Berührung mit dem Perm kommt. Auf der Foppaseite schaltet sich aber noch eine auf *G* wenigstens angedeutete Zone von hochmetamorphen Gesteinen zwischen die Permzone und den Tonalit ein. Man kann sie genau studieren, wenn man an dem Gehänge möglichst hoch entlang traversiert, wobei man allerdings über die talwärts gerichteten Felsklippen hinweg klettern muß. Unmittelbar an der Forcella stehen neben dem Tonalit und in Primärkontakt mit ihm Gesteine von zweifelhafter Herkunft, vielleicht zum Perm gehörig, in geringer Mächtigkeit an. Gleich darauf folgen aber cordieritreiche Hornfelse und andere Gesteine, die ihrem Habitus nach sicher dem Grundgebirge, vermutlich den Edoloschiefern, zuzurechnen sind. In 2—300 *m* Entfernung vom Kontakt wird die Permzone erreicht. Die Gesteine streichen auch hier N 30 W und fallen steil nach NO, also unter den Tonalit und die vorgelagerte Edoloschieferzone ein. Sie sind von einem N 20 W streichenden, W fallenden Gange eines sehr feinkörnigen Diorites durchzogen, den R i v a[2])

Fig. 35.



Ansicht des Colmokammes der Foppa von Norden. Höhe etwa 250 *m*.
a = Tonalit. — *b* = metamorphe Sedimente. — *α* = Anstiegrouten.

auf Grund meines Materiales beschrieben hat. Bald darauf hört das Perm auf. Seine Mächtigkeit dürfte auch hier nicht viel von 100 *m* abweichen. Talauswärts folgen schiefrige Hornfelse, zunächst noch immer dem Typus der Edoloschiefer ähnlich; erst nach einiger Zeit erreicht man die gneisige Zone der Rendenaschiefer. Die charakteristischen Cordierithornfelse und Hornfelsaviolite, die in der talaufwärts gelegenen Edoloschieferzone häufig sind, treten hier zurück. Als Streichen fand ich N 20—30 W, bei nordöstlichem unter das Perm und den Tonalit gerichtetem Fallen. Daß das Verbandsverhältnis dieser einzelnen Zonen von kristallinen Schiefern mit dem Perm unklar ist, habe ich schon hervorgehoben. Ganz ohne Annahme von Brüchen wird man auf keinen Fall durchkommen können.

Weitere Einzelheiten über die geologischen Verhältnisse der Foppa habe ich bereits 1890 (pag. 477 u. f.) mitgeteilt. Ich erinnere nur noch daran, daß auf dem südlich das Kar begrenzenden Kamme des Monte Colmo[3]) die Hornfelse nahe dem Kontakt auf dem Tonalit liegen. Die Grenze verläuft sehr unregelmäßig, nach den Beobachtungen auf den in Fig. 35 eingezeichneten Anstiegrouten und der Farbe nach zu urteilen, etwa wie in der obenstehenden Skizze.

---

[1]) Nach meiner barometr. Messung etwa 2334 *m* hoch.

[2]) 1896, I., pag. 177.

[3]) Im Dialekt „Cóllem".

VI. 3 Sedimentzone des Passo Gallinera und Val Paghera (= Valle Aviolo).

(Vergl. *G*, *A* und Blatt Edolo von *J* 25.)

Man erreicht diese für die Tektonik des Adamello bedeutungsvolle Zone, deren Ausdehnung aus *G* hervorgeht, am bequemsten von Edolo aus über Malga Preda und auf einem auf *G* nicht eingezeichneten Wege südlich des Monte Colmo (*A*) und des Ausläufers 2223 *m* (*G*). Zwischen Boscavegn' und Bollino [1]) (*G*) stehen Quarzlagenphyllite mit untergeordneten Einlagerungen von Granatphylliten an. Sie streichen noch annähernd normal, nämlich NO, bei mittlerem bis steilem NW-Fallen. Hinter Bollino beobachtet man in den Halden neben phyllitischen auch bereits gneisartige Gesteine. Etwa 20 Minuten hinter Preda trifft man in phyllitischen Gesteinen einen mehrere Meter breiten, anscheinend den Schichten parallel eingedrungenen Gang von Quarzglimmerporphyrit, den Riva auf Grund meines Materiales beschrieben hat [2]). Er streicht N 70—80 W, fällt ziemlich steil nach N ein und enthält außer schlierenknödelartigen Partien auch einschlußähnliche Gebilde. Eine Quarzader durchsetzt ihn.

Weiterhin gelangt man in die Zone der gneisartigen Gesteine der Rendenaschiefer hinein, wie sie auch oberhalb Pozzolo gegen die Foppa hin anstehen. Wo in ihnen das Streichen trotz der Fältelungen bestimmt werden konnte, da ist es bis zu der Val Grandi der Karten sehr charakteristischerweise NW bis etwa N 60 W gerichtet. Das Fallen ist steil nordöstlich. In den unteren gegen Sonico gewendeten Hängen herrscht aber das normale NW-Fallen. Es macht sich also auch hier eine Störung durch den Tonaliteckpfeiler deutlich bemerkbar.

Die Gesteine zeigen gegen Val Grandi und die Ecke des Gallineratales hin immer deutlicher die Einwirkungen der Kontaktmetamorphose. Andalusit- und cordieritreiche Hornfelse treten nicht selten auf. Etwa 20 Minuten nach der Ecke erreichte ich im Gallineratale den dort zunächst hornblendefreien Tonalit. Es schien mir, als ob vorher noch einmal die Edoloschiefer vertreten seien. Ich habe daher schematisch eine schmale Zone von ihnen eingezeichnet. Das Streichen der Schiefer ist zuletzt infolge starker Faltung und Metamorphose schwer zu bestimmen; doch scheint steiles nordöstliches Fallen vorhanden zu sein.

Man sieht von der Höhe sehr schön, daß die Wiesen von Fontana Nassa südlich Edolo, von Fletta di sopra gegenüber Sonico, und von Landò, beziehungsweise Fludena oberhalb Malonno einem einheitlichen Diluvialterrassensystem angehören. Die Höhe der Wiesen von Fontana Nassa beträgt etwa 1015 *m*, die von Fletta di sopra 1150, die von Landò 1000 und von Fludena 997 *m*. Sie entsprechen wohl auch den flachen Hangen zwischen Plazzo und Lezzavone südlich der Val Fiuale in 1000—1170 *m* Höhe und zwischen Baita Daone und B. Felici nördlich der Val Moja in 1000—1050 *m* Höhe.

Sehr auffällig tritt auch das schräg geneigte Plateau hervor, das sich auf der linken Seite des Corteno tales von Corteneodolo bis fast nach Edolo verfolgen läßt [3]). Lombro (870 *m*), Corteneodolo (907 *m*), Vico (912 *m*) und viele isolierte Bauernhäuser liegen darauf. Oberhalb Corteneodolo bleibt es nur durch den Fluß von dem entsprechenden Plateau der anderen Talseite, das Santicolo (905 *m*) trägt, getrennt. Es wäre natürlich sehr leicht, diese Terrassen als besondere Trogränder verschiedener Eiszeiten aufzufassen. Die Gründe, aus denen ich das nicht tun mag, werde ich im allgemeinen Teile anführen. Klar ist eben nur, daß diese Terrassen Reste alter Gletscherböden darstellen.

---

[1]) Im Dialekt „Bollí".

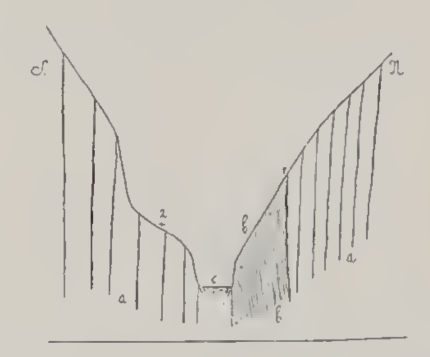
[2]) 1896, I., pag. 211.

[3]) Blatt Lovero Valtellino *J* 25.

An dem schon erwähnten Tonalitkontakt in der Val Gallinera liegt ein kleines rasenbedecktes Plateau, ein „Grasso“, das mir von einem Gemsjäger als das „Grasso delle Foppine“ bezeichnet wurde[1]). Am Kontakt steht cordieritreicher Phyllithornfels neben Hornfelsen mit Quarzbändern an. Die Tonalitgrenze scheint vom Colmokamm des Aviolo etwa in N—S-Richtung am Hange herunterzustreichen. Sie verläuft aber offenbar sehr unregelmäßig. Stellenweise dürften die Schiefer auf dem Tonalit liegen. Gegenüber, auf der anderen Seite der Gallineraschlucht sieht man die schmutzige Baita Gallinera, die gleichfalls auf Tonalit steht, während sich dem Tale folgend die schmale Sedimentzone bis hinauf zum Gallinerapasse verfolgen läßt. Sie ist nur an einer Stelle, die man bei der Wanderung zum Passe überschreitet, ganz unter dem Schutt des Tales verborgen. Bald hinter dem Grasso delle Foppine stehen an dem sich wenig senkenden Wege wieder Hornfelse der Edoloschiefer an. Sie streichen dort N 40 W und fallen steil nach SW ein. Ihre Schichten werden schräg von einem steil in die Höhe steigenden, etwa 2 *m* mächtigen Tonalitgang durchsetzt. Der Weg führt hauptsächlich durch Hornfelse, aber doch in der Nähe der Gesteinsgrenze weiter, so



Fig. 36.



Schematisches Querprofil durch Val Gallinera bei der Baita Gallinera.
a = Tonalit. — *b* = Hornfelse. — *c* = Schutt. — 1. Weg von Preda. — 2. Baita Gallinera.

daß immer von Zeit zu Zeit Tonalitaufschlüsse vorkommen. Das Streichen der Schiefer wendet sich nach NO; ihr Fallen ist steil nördlich. Der Tonalit ist bald hornblendefrei, bald hat er einen meist nicht sehr großen Hornblendegehalt. Es folgt ein prachtvoller Kontaktaufschluß in einem Bachbett. Die Schichten stehen ungefähr senkrecht mit leichten Biegungen nach beiden Seiten. Die Tonalitgrenze verläuft ungefähr, aber nicht genau der Schichtung parallel. An der Grenze hat eine Verflößung des Schiefermateriales in den Tonalit stattgefunden. Der Kontakt ist also unzweifelhaft primär. Das Streichen der Grenzfläche ist ungefähr N 55 O; das Fallen steil nördlich. Das Tiefengestein liegt auf den Schiefern auf. Von dieser Stelle an geht es in den Tonalit hinein und schließlich auf den mit Tonalittrümmern bedeckten Talboden hinauf. Doch ist auch in der nächsten Runse der Schiefer noch unter dem Tonalit erkennbar. Blickt man von dem Talboden nach W zurück, so sieht man, daß die kolossalen Tonalitwände des Aviolo von enormen parallelen und etwa N 75 W streichenden, aber steil S fallenden Klüften durchsetzt werden. An diese Wände legen sich dann unten die geschichteten Bildungen an, so daß das Talprofil an der Baita Gallinera etwa der obenstehenden Skizze entspricht. Ob in der metamorphen Sedimentzone der geschilderten

[1]) Solche ebene Stellen werden überall von den „Carbonari“ künstlich hergestellt, um die Kohlenmeiler darauf aufzuführen. Sie bilden in den steilen Wänden oft die einzigen brauchbaren Zeltplätze.

Wegstrecke außer den Edoloschiefern auch noch jüngere Bildungen vertreten sind, das konnte ich nicht sicher entscheiden; doch ist es mir nicht wahrscheinlich.

Die dunkle Wand des südlichen Gallinera-Ufers besteht aus feinkörnigem, hornblendearmem bis -freiem Tonalit. Die Oberfläche ist feucht und erscheint nur dadurch so dunkel. Zahlreiche helle Gänge von Biotitpegmatit, zum Teil $1/2$ *m* mächtig, sowie von Quarz und steinmarkähnlichem Material durchsetzen den Tonalit. Die letzteren entsprechen wohl Quetschzonen. In der aus dem Seitental stammenden, sonst rein tonalitischen Moräne fand ich den von Riva (1896, I., pag. 189) beschriebenen Block von Hornblendeporphyrit. Über den steilen Hang, der den Monte Aviolo mit der Roccia Baitone verbindet, geht ein schmaler Weg im Zickzack zum Passo Gallinera (2319 *m*) in die Höhe. Rechts unten gegen SO steht hornblendeführender Tonalit an. Der erste Aufschluß links (NW) davon besteht bereits aus metamorpher Trias mit Tonalitgängen, die oft den Schichten ungefähr parallel eingeschaltet sind[1]). Die Trias streicht N 65 O, fällt steil nach N ein und liegt auf dem Tonalit auf. Sie besteht aus fast lauter typischen Hornfelsarten, die zum Teil noch deutlich schiefrig sind. Einige enthalten Cordieritknoten, die bei der Verwitterung als dunkle Flecken erscheinen. Am weitesten verbreitet ist die Kombination Quarz, Feldspat, Glimmer; daneben sind Amphibolgesteine häufig. Doch treten auch seltenere Typen, zum Beispiel metamorphe Sandsteine mit mikroskopisch noch deutlich erkennbarer klastischer Struktur auf. Weiter gegen NW folgen Hornfelse, die aus den Quarzlagenphylliten der Edoloschiefer hervorgegangen sind. Die Gesamtmächtigkeit der Sedimentzone beträgt unten am Hange nur etwa 100—200 *m*, nimmt aber nach oben stark zu, so daß ich sie auf der Paßhöhe zu 4—500 *m* schätzte. Davon entfällt oben etwas weniger als die Hälfte auf das Grundgebirge. Mein Weg führte mich bei meinem zweiten Besuche, bei dem ich die beiden verschiedenalterigen Bildungen bereits mit Sicherheit unterscheiden konnte, zuerst über Trias, dann über quarzlagenführende astitische und aviolitische Hornfelse der Edoloschiefer auf die Paßhöhe hinauf. Nördlich des Paßeinschnittes streichen diese etwa N 60 O und fallen steil nach NW. Ihre Quarzlagen sind hier wie überhaupt in dem ganzen Zuge auffällig wenig verbogen; die echten Cordierithornfelse treten nur als dünne Zwischenlagen auf. Ich beobachtete einen Gang von Tonalit und einen anderen eines glimmerarmen Glimmerdiorites, der offenbar eine besondere Apophysenfazies des Tonalites darstellt. Der eigentliche Paßübergang ist noch in die Phyllithornfelse eingeschnitten. Der Steinmann ist gerade noch auf dem letzten Phyllitaufschluß erbaut. Unmittelbar rechts davon stehen Granatmarmorbänke der Trias an. Zwischen den beiden Punkten geht die Gallineraverwerfung durch. Die Trias besteht hauptsächlich aus dichten, gebänderten Silikathornfelsen. Daneben treten, wenn auch in kleinerer Menge, Marmorbänke, und zwar meist reich an Hessonit, auf. Offenbar entspricht die Trias des Passes den normalen Werfener Schichten. Daß Zellenkalk, wie ich 1897[2]) sagte, „vielleicht" sogar schon außerdem vertreten sein könnte, halte ich jetzt doch für unwahrscheinlich. Doch dürften die marmorreichen Schichten der Paßhöhe den obersten Werfener Schichten entsprechen. Das Streichen der Trias ist identisch mit dem des Grundgebirges, das Fallen scheint von der Westseite gesehen wohl etwas schwächer nördlich zu gehen, nicht wie in dem umstehenden schon 1897[3]) veröffentlichten, etwas schematischen Profil 37 steiler. Auf der Ostseite des Passes fällt dagegen die Trias steiler ein als das Grundgebirge.

[1]) Überall auf dem Triasgebiet des Passo Gallinera steht Edelweiß; auf den anderen Bildungen scheint es ganz oder fast ganz zu fehlen.

[2]) 1897, II., pag. 117.

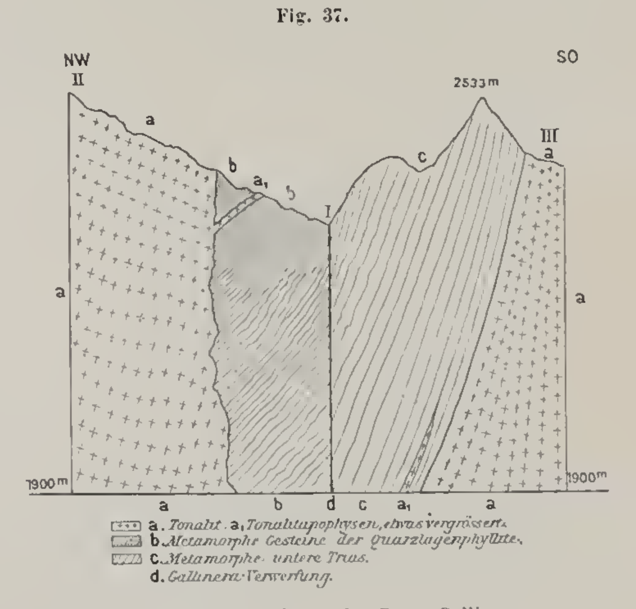
[3]) 1897, II., pag. 116.

Südlich vom Passe zieht sich ein Grat nach WSW in das Gallineratal hinunter. Von ihm aus erkennt man, daß die Trias sehr mächtig und verschiedentlich gebogen ist. Es wäre nicht ausgeschlossen, daß darunter nach S hin auch noch metamorphes Perm folgte. Jedenfalls aber sind die Schichten unten am Hange nicht permisch, sondern untertriadisch.

Der Südhang des Aviolo besteht auch hier wie weiter westlich aus ungeheuren N 75 W streichenden und steil S fallenden Tonalitplatten. Das Streichen der Platten entspricht also hier nicht der Kontaktfläche, sondern bildet einen Winkel von etwa 45° mit ihr.

Blickt man von der Paßhöhe nach O auf den hohen Kamm, der das Paghera-[1]) und Aviotal trennt, so sieht man an der auf *A* als „Forcellina Giuello" aufgeführten, mir von Hirten und

Fig. 37.



Profil durch den Kamm des Passo Gallinera.

Maßstab ungefähr 1:10.000. — Natürliche Höhen.

I. Passo Gallinera 2319 Meter. — II. Südöstliche Ausläufer der Monte Aviolo. — III. Nordwestliche Ausläufer des Corno Baitone. — Gipfel 2533 *m* identisch mit Cima di Stache in Fig. 38.

Gemsjägern als „Gola Rossa" bezeichneten Scharte die Fortsetzung der Gallinerazone. Sie liegt nach *A* ziemlich genau östlich. Beim Visieren mit dem Kompaß fand ich etwa N 82 O. Beim Abstieg nach Val Paghera sieht man, daß die Haupteinsenkung auch weiter unten der Grenze zwischen Trias und Grundgebirge folgt. Ganz unten ruhen die Phyllithornfelse auf dem Tonalit auf. Sie sind mehrfach von tonalitischen Gängen, die gern den Schichtfugen folgen, durchzogen. Vom obersten Pagherakessel aus erkennt man eine starke Biegung der Triasschichten, die es bewirkt, daß diese unten viel steiler nach N einfallen, als oben und sogar, wie es in dem Profil 37 dargestellt ist, das Einfallen der Phyllithornfelse übertreffen. Auch erscheint die Mächtigkeit der Trias von hier aus gesehen viel geringer. Sie erhebt sich unmittelbar südlich des Passes sofort in steilem, annähernd dem Einfallen der Schichten entsprechendem Hange zu einem zwar nicht hohen, aber

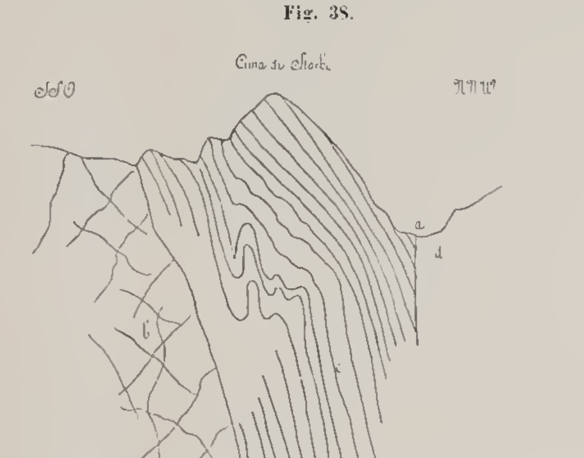
[1]) Auf *A* = Aviolotal.

geologisch interessanten Gipfel, in dessen Ostwand (vergl. Profil 38) die sonderbaren Faltungen der Triasschichten großartig hervortreten. Ich nenne diesen Gipfel zu Ehren des um die Erforschung der Adamellogruppe und insbesondere der Gallinerazone so hochverdienten Stache „Cima di Stache".

Unten im Pagheratal besteht der von der Nordwand des Baitonekammes herrührende Moränenschutt fast ganz aus hornblendehaltigem Tonalit. Erst in ziemlichem Abstand von der linken Talwand, aber immerhin noch vor der Mitte, und nach einiger Zeit wieder, schon nicht mehr sehr weit vom rechten Talgehänge, fand ich Blöcke von Quarzhornblendeporphyriten, die zweifellos als Gänge im Tonalit aufsetzen. Das von mir gesammelte Material ist von Riva[1]) beschrieben worden.

Gegen das rechte Talgehänge hin stellen sich wieder Blöcke von geschichteten Hornfelsen ein, die man dann bald darauf am Rande des Felshanges anstehend antrifft. Sie streichen an der ersten Stelle N 75 O und fallen steil nach N ein; weiter nach N maß ich N 65 O bei sehr steilem, schließlich fast vertikalem N-Fallen. Visiert man gegen den Gallinerakamm hin nach W zur Fortsetzung derselben Zone, so liegt diese auf der N 60 O-Linie. Unser Aufschluß unten im Tal ist also im Verhältnis zu den Aufschlüssen an der Forcellina Giuello stark nach N verschoben. Die

Fig. 38.



Ostwand des Passo Gallinera (*a*) von der rechten Talwand der Val Paghera aus gesehen.
b = Tonalit. — *c* = Trias — *d* = Phyllithornfelse.

Zone als Ganzes muß demnach nach N einfallen. Nach ihrer petrographischen Beschaffenheit gehört sie dort zu den Werfener Schichten. Vielleicht könnte auch das oberste Perm noch etwas mitvertreten sein. Hornfelse des Grundgebirges stehen unten nicht an, kommen aber aus einer Runse, die dicht vor der nördlichen Tonalitgrenze noch in die Triashornfelse eingeschnitten ist, von oben in Stücken herunter (zum Beispiel Hornfelsaviolite). In den Triashornfelsen sah ich einen mehrere Meter mächtigen Tonalitlagergang, der einen Felsvorsprung bildet und Einschlüsse des Nebengesteins enthält. Außerdem sind sie von so zahlreichen, wenn auch unbedeutenden Tonalitadern durchzogen und durchtrümert, daß man manchmal nicht weiß, ob es sich um Tonalit mit Einschlüssen oder um Schichten mit Tonalitadern handelt. Dabei hat eine innige Verflößung des sedimentären Materiales in den Tonalit stattgefunden; und es hat zweifellos der letztere wenigstens stellenweise Sedimentmaterial resorbiert!

[1]) 1896, I., pag. 186.

Talauswärts wandernd erkennt man, daß der obere Talabschnitt aus zwei alten Seebecken besteht, die von einander durch einen äußerst niedrigen, glazial gerundeten, aber jetzt durchsägten Tonalitrücken getrennt sind. Das zweite Beckeu liegt nur etwa 2 *m* tiefer als das erste. Es ist nach unten gleichfalls von Tonalitrundhöckern begrenzt. Der Tonalit hält dann bis unter den furchtbaren Absturz an, der mitten im Tal eine kolossale Stufe bildet. Die Grenze gegen das äußere Grundgebirge des Haupttales zieht westlich in einer teilweise bewaldeten Runse nach S. Vito, östlich in einer zweiten wenig deutlichen Runse zum Nordabhang des Corno Pornina in die Höhe.

Eine zweite, topographisch viel stärker ausgeprägte Runse auf dieser Talseite ist noch in den Tonalit eingeschnitten. Dieser schien mir beim Abstieg über deu Steilsturz überall hornblendefrei zu sein.

Da es von Interesse war festzustellen, ob die Permzone der Foppa des Monte Aviolo sich eventuell noch bis ins Pagheratal hinein verfolgen lasse, stieg ich auf der rechten Talseite nahe dem Kontakt etwas in die Höhe, konnte aber trotz alles Suchens im Schutt kein einziges Permgesteinsstück finden. Dagegen lagen massenhaft Typen metamorpher Phyllite herum, uud mitten unter diesen der zweifellos von einem Gang herrührende Block von feinkörnigem Quarzglimmerhornbleudediorit, den Riva auf Grund meines Materiales beschrieben hat[1].

Talabwärts beobachtete ich anstehend erst metamorphe, danu normale Edoloschiefer, beide ungefähr O—W streichend, die erstereu S, die letzteren N fallend.

Der Ausgang des Tales ist von dem Bach wie gewöhnlich zur Schlucht vertieft. Ich habe die darin anstehenden Gesteine nicht genauer untersucht, weil es bei meinem ersten Besuch die Witterung, bei dem zweiten die vorgerückte Tageszeit nicht erlaubte, glaube aber, daß es bereits Tonaleschiefer sind.

VI. 4. Baita Gallinera und Passo delle Gole larghe (2891 *m A*, auf *G* = Passo dell' Avio).

Sowohl beim Aufstieg vom Talboden des oberen Gallineratales zur Baita Gallinera wie auf der ganzen Wanderung vou der Malga Aviolo im Pagheratal zur Malga di Mezzo im Aviotal sah ich anstehend nur Tonalit.

VI. 5. Mù—Val Finale—San Vito.

(Vergl. *G*, *A*, Blatt Edolo von *J* 25.)

Dieselben Edoloschiefer, die man an der Tonalestraße zwischen Edolo und Monno antrifft, streichen auch über den Oglio hinüber zur Val Finale. Sehr schöne uud lehrreiche Aufschlüsse bietet der bequeme Weg, der von der Kirche in Mù erst in ONO, dann in nördlicher und nordöstlicher Richtung westlich des Hügels 841 zum „*t*" von „Baite Daone" (*J* 25) führt[2].

Nach der Kirche steigt der Weg zuerst über Moräne bis zum Mojabache empor. Dort sind die Edoloschiefer gut aufgeschlossen. Die Oberfläche der Hügel zu beiden Seiten des uordöstlichen Wegstückes entspricht dem alten Talboden des Ogliogletschers der jüngsten Vereisung. Gleich rechts liegen anffallend viel ganz ruude, nicht gekritzte Gerölle herum, die offenbar nicht glazial transportiert sind. Vielleicht ist an einer Stelle noch eine diluviale Schottermasse auf der Oberfläche des östlichen Hügels erhalten. Schon vor der auf *J* 25 noch fehlenden, auf *G* bereits ein-

[1]) 1896, 1, pag. 177.

[2]) Auf *G* eingezeichnet, aber erstes Stück durch das „V" von „Val Camonica" verdeckt.

gezeichneten neuen Sautella [1]) treten zum erstenmal Graphitoidphyllite in den Edoloschiefern auf. Der Weg erreicht dort die Höhe des alten Talbodens, der hier etwa 820 *m* über dem Meere und 100—120 *m* über dem Boden der post-, beziehungsweise subglazialen Oglioschlucht liegt. Auch auf dem rechten Oglioufer ist der Talboden deutlich erkennbar, sein Steilabsturz gegen den Fluß ist auf *J* 25 sehr schön eingezeichnet.

Einige hundert Schritte hinter der Sautella, wo der Weg von neuem ansteigt, stehen wieder Graphitoidphyllite und etwas Quarzite an. An einigen Stellen ist die glaziale Abschleifung des alten felsigen Talgrundes deutlich erkennbar. Links, unter dem Wege, liegt die elende Hütte „Baita Carbonajola" (*J* 25), die ihren Namen von den nun folgenden großartigen Entblößungen der Graphitoidschiefer haben könnte. Diese („corna nera") sind sowohl an dem Wege wie besonders in den steilen Abstürzen darunter und in dem ersten auf *J* 25 durch die Einbuchtung der Isohypsen angedeuteten Tälchen prachtvoll und in großen zusammenhängenden Massen aufgeschlossen. Ihr Streichen ist sehr verworren. Leider hatte ich bei meinem Besuche den Kompaß vergessen, so daß ich keine genauen Messungen machen konnte. Sicher aber ist oft ONO- oder NO-Streichen vorhanden. SO-Fallen ist gelegentlich zu beobachten; doch herrscht NW-Fallen vor. An anderen zwischenliegenden Stellen sah ich aber auch ganz abweichende Streichrichtungen. Der glaziale Talboden ist in dieser Gegend zerstört. Nach einiger Zeit gabelt sich der Weg gegenüber der auf *G* und *J* 25 deutlichen, tief eingeschnittenen Schlucht des rechten Oglioufers [2]). Wo der untere Weg auf den auf *J* 25 gut gezeichneten Vorsprung hinaufführt [3]), steht unter ihm wieder Graphitoidschiefer an. Dort ist auch wieder der diluviale Talboden erhalten und zeigt gleich zuerst eine schöne Grundmoränentasche in den Schiefern.

Hinter dem nächsten Tälchen ist noch einmal etwas, aber viel weniger Graphitoidschiefer, und zwar auch hier als Einlagerung mitten in anderen, meist quarzitischen Schiefern zu sehen. Dann bedeckt bis zum Hause „Rocco" [4]) und dahinter bis fast zur Val Finale Moräne das Anstehende. Erst kurz vor dieser erreicht man den gewaltigen jungen Schuttkegel, den der Wildbach dort geschaffen hat.

Auf dem bei der Gabelungsstelle oben abführenden Wege trifft man die Graphitoidschiefer noch bei Lezzavone an. Es ist mir bei der intensiven Faltung der Schichten nicht ganz klar geworden, ob die verschiedenen Aufschlüsse der auch landschaftlich sehr auffälligen schwarzen Gesteine wirklich nur einer einzigen, wenn auch zerstückelten Linse angehören. Wahrscheinlicher ist es mir, daß der Kohlenstoff in mehreren etwas verschiedenen Horizonten auftritt. Eingezeichnet habe ich auf *G* nur das Hauptvorkommnis und auch dies (vergl. später) zu kurz.

In der Val Finale setzen in den Phylliten mehrere sehr stark zersetzte, meist schmale Gänge auf, die ich 1890 kurz beschrieb [5]) und die Riva auf Grund meines Materials neu untersuchte [6]). Nach Riva sind die beiden tiefer unten im Tale aufsetzenden Gänge zum Diabas zu stellen und ähneln dem Gange vom Ponte S. Brizio. Bei den beiden höheren besteht die Gesteinsmasse fast nur noch aus Kalzit und Chlorit. Dennoch ist die Gangnatur ganz sicher. Der dritte Gang ist gut aufgeschlossen und 60—70 *cm* mächtig.

---

[1]) An der Vereinigungsstelle der beiden Wege, südlich des „*t*" von „Baite Daone".

[2]) Südlich von „Baite Roceto" auf *J* 25.

[3]) Hier sah ich im Schieferschutt hübsche kleine Miniatur-Erdpyramiden, ähnlich den aus Odenwald und Schwarzwald so bekannten des Buntsandsteinverwitterungsbodens.

[4]) Im Dialekt „Rucc".

[5]) 1890, pag. 551—552.

[6]) 1896, I., pag. 217 u. 221.

16*

Steigt man von der Val Finale aus zu dem einsamen Glazialkar des Kirchleins von S. Vito empor, so findet man dort den Tonalit von typischen Hornfelsen des Grundgebirges umrandet. Doch war es mir bei meinem einzigen Besuche im Jahre 1889 noch nicht möglich zu entscheiden, ob in der Kontaktzone auch noch eine Fortsetzung der Permzone der Foppa enthalten ist oder nicht.

VI. 6. Val Grandi (*G* = Valletta di Sonico).

(Karten wie in VI. 5.)

Bei Sonico südöstlich Edolo steigt ein Tälchen hoch hinauf zwischen den Monte Colmo und den Ausläufer 2223 (*G*) des Monte Aviolo. In seinen tieferen Teilen besteht es aus ONO bis NO streichenden, mittel, und steiler als mittel NW fallenden Edoloschiefern. In den höheren Teilen stellen sich, wie schon auf pag. 117 beschrieben, die Rendenaschiefer ein. Diese Schiefer werden von zahlreichen lamprophyrischen Porphyritgängen durchsetzt, die 1890 von mir[1]), später auf Grund meines Materiales von neuem von Riva untersucht worden sind[2]). Sie werden von ihm (1896) teils als Hornblendeporphyrite, teils als Glimmer-, beziehungsweise Quarzglimmerporphyrite bezeichnet. Später (1897) rechnete er die ersteren zu den Spessartiten.

VII. Nordostecke der Bergamasker Alpen bei Edolo[3]).

(Gebiet zwischen dem Oglio unterhalb Edolo und dem Tälchen des Apricapasses.)

VII. 1. Rechtes Ogliioufer zwischen Ponte di Dazza und Edolo.

(Vergl. *A*, *R* und die Blätter Edolo und Sonico von *J* 25.)

Die Aufschlüsse von dem südwestlich Sonico über den Oglio führenden Ponte di Dazza gegen Lava hin sind bereits auf pag. 103 beschrieben worden. Steigt man von der Brücke zu der kleinen Kirche von S. Andrea über die Phyllite hinauf, so trifft man 80—100 *m* nördlich der Kirche und schon etwas tiefer als diese einen OW streichenden, anscheinend ungefähr saigeren, $^1/_2$ *m* mächtigen Gang von Glimmerporphyrit, der mit dem Nebengestein fest verwachsen ist. Wenige Meter nördlich davon setzt ein zweiter, N 80 W streichender und gleichfalls sehr steil stehender Gang auf. Er ist etwa 1·70 *m* mächtig, stimmt petrographisch in allen wesentlichen Punkten mit dem ersten überein und hängt wohl auch unterirdisch mit ihm zusammen. Mein Material dieser Gänge ist von Riva bearbeitet worden[4]). Auf der Wanderung nach Norden am Berghange entlang sah ich fast nur Phyllite mit seltenen und unbedeutenden Einlagerungen von gneisartigen und quarzitischen Gesteinen. Geologische Richtungen infolge starker glazialer Rundung und intensivster Faltung schwer bestimmbar. Doch an einigen Stellen deutliches NO-Streichen und N-Fallen.

VII. 2. Strada militare am rechten Fiumicelloufer unmittelbar SW Edolo (N-Hang des Monte Faëto).

(Vergl. *A*, *R* und die Blätter Edolo, Lovero Valtellino, Malonno und Sonico von *J* 25.)

Unmittelbar südlich des Ponte militare steht dasselbe Phyllitgestein, das in 1. beschrieben ist, in guten Aufschlüssen an und bildet das Gehänge des Berges bis zum Ende der Straße bei

[1]) 1890, pag. 549—550.

[2]) 1896, I., pag. 198 u. 211 sowie 1897, pag. 22.

[3]) Man vergl. *J* 100, Blatt 19 (Tirano) und *R*.

[4]) 1896, I., pag. 212.

Fontana Nassa (*J* 25) und noch darüber hinaus gegen Malonno hin. Zuerst graue und daneben nicht sehr mächtige graphitoidische Phyllite, wechsellagernd mit einzelnen Quarzitbänken; Streichen N 45—60 O, fast saiger, aber doch mitunter steil N geneigt. Dann graue Phyllite und Quarzite mit N 60—75 O-Streichen und 70—90° N-Fallen. Einzelne Bänke im frischen Zustande reich an Pyrit, im zersetzten an Eisenocker. Ausnahmsweise Fallen S gerichtet, aber vielleicht nur infolge von Zerrüttung. Dann wenig Aufschlüsse, Schutt aber immer aus vorherrschenden phyllitischen und untergeordneten quarzitischen Gesteinen bestehend. Höher verworren-flaserige, dunkelgraue Phyllite, mitunter mit etwas Feldspat; Streichen N 50—70 O, 60—90° N-Fallen. Kurz vor dem Ende der Straße in den Phylliten zwei wenig mächtige, stark zersetzte Porphyrit- (?) gänge, die Riva auf Grund meines Materiales beschrieben hat (1896, I., pag. 222).

VIII. Südwestecke der Ortlergruppe.

VIII. 1. Edolo—Apricastraße—Belvedere—Tresenda.

(Vergl. Blatt Tirano von *J* 100, *R* oder Blätter Edolo, Lovero Valtellino, Malonno, Tirano SE, Schilpario NE von *J* 25.)

Auf der ganzen Strecke steht sowohl längs der Chaussee wie auch an dem Abkürzungsweg, der vom Belvedere direkt zur Tresendabrücke der Adda hinunterführt, nur das System der Edoloschiefer an; und zwar herrschen die typischen Quarzlagenphyllite stark vor. Daneben stellen sich aber andere Gesteinstypen stellenweise in einer gewissen Häufigkeit ein. So sind zwischen Corteno und Cortenedolo Granatphyllite und Phyllite mit großen Biotit-, beziehungsweise Chloritblättern weit verbreitet, während näher gegen Edolo Biotitphyllite zwar auch, aber doch nur selten auftreten. Oberhalb Corteno herrschen auf weite Strecken gewöhnliche Phyllite, die allerdings nicht selten Granat, dagegen keine großen Biotit-, beziehungsweise Chloritblätter führen. Auf dem Abkürzungsweg Belvedere—Tresenda sind Biotitphyllite nicht selten, aber immerhin doch nur auf bestimmte Lagen beschränkt. Quarzite finden sich überall untergeordnet, sind aber in der letzten Strecke östlich des Apricapasses und auch in der Gegend des Belvedere stellenweise recht mächtig und wichtig. Beim direkten Abstieg vom Belvedere nach Tresenda erkennt man gut den fortwährenden Wechsel von mehr oder weniger mächtigen Phyllitsystemen mit mächtigen Quarzitmassen und schmalen Quarzitbänken.

Ausblühungen von Eisenvitriol sind an den überhängenden Felswänden zwischen Edolo und der Paßhöhe oft zu sehen und deuten wie immer in den Edoloschiefern auf reichliches Auftreten von Pyrit oder Markasit. Graphitoidphyllite sind an dem Abkürzungsweg vom Belvedere nach Tresenda ein Stück unter dem Belvedere erst spärlich, dann reichlicher vertreten. An einer Stelle steht eine Breccie von ihnen an, deren Trümmer durch Eisenocker verkittet sind.

Das Streichen des Systems bleibt auf der ganzen Strecke mit Ausnahme lokaler Abweichungen stets zwischen NO und O, und zwar beobachtete ich bei Edolo hauptsächlich ungefähr nordöstliches bis ostnordöstliches Streichen, bei Nembra mehr ONO, dann bei Cortenedolo NO bis ONO, nach Cortenedolo wieder mehr ONO, gegen den Aprica hin vorherrschend ONO, aber auch noch mehr rein östliche Richtungen. Das Fallen bleibt von Edolo bis zum Belvedere trotz aller Faltungen und Fältelungen fast stets mehr oder weniger steil, seltener flach oder mäßig nordwestlich. Auch zwischen dem Belvedere und der Tresendabrücke ist die Orientierung ziemlich konstant, wie die folgenden Messungen ergeben, die ich der Reihe nach beim Abstieg auf dem Abkürzungsweg erhielt: N 70 O-Streichen, mäßiges NW-Fallen; ebenso; N 70 O-Streichen, 30—40° NW-Fallen; N 80 W, mittel N-Fallen; N 85 W, mittel N-Fallen; O—W-Streichen, 55° N-Fallen; ebenso; O—W-

Streichen, steiles N-Fallen; N 70 O, mittel N-Fallen; N 60 O, mittel N-Fallen; N 80 O, steiles N-Fallen (schon nicht mehr hoch über der Chaussee); N 70 O, 60—80° N-Fallen; N 80 O, mittel N-Fallen; am Tunnel der Chaussée N 60 O, 60° N-Fallen; O—W-Streichen, 60° N-Fallen.

Es liegt eben ein typisch isoklinales Faltensystem vor, das sehr genau der „concertina structure“ der englischen Literatur entspricht, ohne daß es bisher möglich ist die einzelnen Falten zu unterscheiden.

In den Schiefern setzen nun erstens zwischen Edolo und Cortenedolo, und zweitens westlich Galleno zahlreiche Intrusivgänge auf. Die ersteren sind schmal und so stark zersetzt, daß eine genaue petrographische Bestimmung nicht möglich ist. Riva hat mein Material von ihnen in seiner oft zitierten Arbeit kurz beschrieben [1]). Einer der Gänge, der an der Straße ungefähr unterhalb Vico gut aufgeschlossen ist, streicht etwa NNO, fällt steil nach NW ein und ist nur 40 *cm* mächtig. Östlich davon, noch näher gegen Edolo, durchschneidet ein anderer Gang die Schichten unter sehr spitzem Winkel. Von den übrigen Gängen dieser Gegend habe ich keine Notizen; doch besinne ich mich darauf eine größere Zahl gesehen zu haben. Nach der Art ihrer Verwitterung dürften sie wohl petrographisch den gleich aufzuführenden Gängen westlich Galleno nahe stehen.

Dort beobachtete ich an der Straße acht Gänge, von denen fünf zum Diabas, drei zum Uralitporphyrit zu stellen sind. Das von mir gesammelte Material ist von Riva [2]) beschrieben worden. Nur der erste Gang ist ziemlich mächtig. Die Mächtigkeit der anderen ist meist gering und wechselnd. An dem dritten Gang, der gut aufgeschlossen war, maß ich $1^1/_2$ *m*. Die anderen sind offenbar noch schmäler.

Von Edolo bis über den Paß hinweg sind Gletscherschliffe in oft herrlichen Entblößungen in großer Häufigkeit zu beobachten. Unmittelbar östlich des Aprica schienen mir die Rundhöcker nach W gerundet, nach O rauher und steiler abzufallen. Die Moränen scheinen längs des Weges fast ganz aus Edolo- und Tonaleschiefern zu bestehen. Typischen Tonalit sah ich in etwas größerer Entfernung von Edolo nicht mehr. Nur einmal beobachtete ich dicht vor dem ersten Gasthause auf dem Aprica auf einem Steinhaufen ein großes gerundetes, oberflächlich angewittertes Diorit- oder Granitstück, das tonalitähnlich aussah, von dem ich aber leider kein Stückchen zur Untersuchung abschlagen konnte. Es ist jedenfalls sehr unwahrscheinlich, daß jemals der Ogliogletscher den Apricapaß überschritten haben sollte. Der Addagletscher entsandte aber offenbar einen Ausläufer in die Val Camonica [3]).

Sehr interessant ist die schon auf pag. 117 besprochene Form des unteren Apricatales. Der Ort Galleno liegt auf einem alten Talboden hoch über der tiefen Schlucht des Fiumicello. Auf dem anderen Ufer ist derselbe Talboden gleichfalls erkennbar. Eine Kirche ist auf ihm erbaut. Es läge nun sehr nahe die Schlucht für postglazial zu halten. Indessen glaubte ich bei meinem letzten Besuche, der allerdings im Wagen stattfand, auf der linken Seite ziemlich weit unten Gletscherschliffe zu erkennen. Die Beobachtung bedarf aber der Nachprüfung. Aller Wahrscheinlichkeit nach lag oberhalb des Plateaus von Galleno ursprünglich ein erst spät durch die Fiumicelloschlucht entleertes Seebecken.

Santicolo und Cortenedolo liegen, wie bereits pag. 117 ausgeführt wurde, gleichfalls auf einem Plateau, das nur durch den Bach zerschnitten ist. Unterhalb Santicolos lassen sich die

[1]) 1896, l., pag. 221—222.

[2]) 1896, l., pag. 213—214 u. 220.

[3]) Schon von Cozzaglio (Paesaggi di Val Camonica. Brescia, 1895, pag. 171) ausgesprochen. Er führt aus der Gegend von Corteno einen 150 *cm*³ großen erratischen Block von Granit an, der vom Tonalit verschieden ist.

Spuren der Terrasse talabwärts verfolgen. Der Weg von Santicolo nach Edolo führt ein ziemlich langes Stück darauf talabwärts.

Von der Höhe des Apricapasses fällt die im allgemeinen Teile noch näher zu würdigende Tatsache auf, daß die Tonalitkämme des Baitone und des vom Aviolo nach N bis zum Gipfel 2560 (*J* 25) ausstrahlenden Berges [1]) auffällig geringe Höhenunterschiede zeigen.

VIII. 2. Tirano—Addaufer bis Stazzona—Musciano—Belvedere—Trivigno—Valle del Santo.

(Vergl. Blatt Tirano von *J* 100 und die Blätter Tirano SE, Schilpario NE und Lovero Valtellino von *J* 25.)

Das Gebirge zwischen Tirano und Stazzona, ja bis über die Valle dei Molini hinaus bis fast nach Musciano, mehr östlich dagegen nur bis Trivigno besteht aus typischen meist etwa ONO streichenden und N fallenden Tonaleschiefern. Unten nahe der Adda fand ich Amphibolite, Glimmerschiefer, Gneise und Pegmatite, letztere zum Teil stark gepreßt. Etwas oberhalb der Kirche von Trivigno treten in diesen Gesteinen silikatreiche Marmorlager auf, die mit rostbraun verwitternden Kalksilikatschichten abwechseln. Sie streichen O—W, fallen steil nach S ein oder stehen saiger Die Marmorschichten finden, wie im allgemeinen Teile beschrieben werden wird, ihre Fortsetzung auch noch weiter östlich gegen den Monte Padrio. Südlich von diesem Zuge beginnen die Edoloschiefer. Auf dem Wege von Stazzona nach Musciano trifft man zuerst die Graphitoidschiefer in ziemlich mächtiger Entwicklung, dann normale Phyllite an, letztere mit etwa nordwestlichem Fallen. An der Belvederechaussee setzen die Phyllite fort. Sie haben dort eine kurze Strecke lang südöstliches, dann aber gegen das Belvedere hin wieder das normale NW-Fallen.

Auf dem Wege von der großen Chausseekehre oberhalb Musciano nach S. Cristina und Trivigno beobachtete ich Gletscherschliffe bis zu 1250, Grundmoräne des Haupttales bis zu 1380 *m* Höhe. Die Phyllite lassen sich bis in das Tal von Trivigno hinein verfolgen. Ich beobachtete an ihnen in dieser Gegend meist WNW-Streichen bei steilem, seltener flacherem N-Fallen. Sie sind vielfach als Quarzlagenphyllite entwickelt. In 1380 *m* Höhe fand ich in ihnen einen zersetzten Diabas- (?) -gang (98, III, 1), der ungefähr ONO streicht. Zwei andere ebenfalls zersetzte Gänge wohl gleichfalls diabasischer Zusammensetzung beobachtete ich in 1450 *m* Höhe, beziehungsweise noch etwas höher, aber jedenfalls unter 1590 *m*. Über die vermutlich zum Zellenkalk gehörigen Kalke westlich des Monte Padrio wird bei der Besprechung der Tonaleschiefer im allgemeinen Teile der Arbeit berichtet werden.

Die Phyllitzone traf ich auch wieder in der Valle del Santo, südwestlich des Monte Padrio. Sie streicht dort ONO und fällt NNW. Auch in ihr beobachtete ich im Santotal einen stark geschieferten und zersetzten Gang von Diabas (?) (98, III. 2.).

VIII. 3. Edolo—Mola (Dosso Toricla)—Passo della Scala.

(Vergl. Blatt Edolo und Lovero Valtellino von *J* 25, Blatt Tirano von *J* 100.)

Meine Wanderung ging von Edolo über die Kirche von S. Clemente zu den Baite Sergioli, dann zu den Baite Lucia, Baite Mola und auf der Westseite von Valle Sacca über Malga di Mola bis zum Passo della Scala (2157 *m*) zwischen Motto della Scala und Dosso S. Giacomo. Das Grundgebirge gehört bis zur Malga di Mola im Saccatal zu den Edoloschiefern. Es sind hauptsächlich

[1]) Er bildet die Rückwand der Val Finale.

Quarzlagenphyllite mit unbedeutenden Quarziteinlagerungen. Daneben treten untergeordnet Granatphyllite, und zwar nach meinen Aufzeichnungen besonders unterhalb der Baite Lucia auf. Graphitoidphyllite bilden eine ziemlich mächtige Einlagerung oberhalb der Baite Lucia und setzen die letzten Aufschlüsse des ganzen Systemes auf der Westseite des Saccatales südöstlich von Malga di Mola zusammen. Sie sind wahrscheinlich die Fortsetzung des mächtigen Graphitoidphyllitzuges von Carbonaiola auf dem linken Oglioufer nördlich Mù (vergl. *G*). Das Streichen der auch hier stark gefalteten und gefältelten Edoloschiefer ist NO bis ONO, ihr Fallen fast stets ziemlich steil nördlich, nur ausnahmsweise einmal südlich. Ich beobachtete der Reihe nach: N 50—53 O, senkrecht; N 50—55 O, steil NW; NO-Streichen, 60—70° NW; unmittelbar hinter S. Clemente N 50 O, 35—45° NW; N 50 O, 45° NW; ebenso, Fallen flacher. Graphitoidphyllite von Baite Lucia N 50—60 O, mittel bis steil NW, ausnahmsweise SO-Fallen. An der Wegteilung unterhalb Baite Mola N 65 O, 62° NW-Fallen. Oberhalb Baite Mola N 60 O, steil NW; N 50—70 O-Streichen, NW-Fallen. Beim ersten Bachübergang in Valle Sacca N 80 O, mittel S-Fallen; in den Graphitoidphylliten NO-Streichen, saiger.

In dem Edoloschiefersystem setzen nun die zahlreichen, zum Teil recht mächtigen Diabasgänge auf, die Riva auf Grund meines Materiales beschrieben hat[1]). Der erste keinesfalls mehr als $1^1/_2$ *m*, wahrscheinlich etwas weniger mächtige Gang steht eine halbe Stunde oberhalb S. Clemente an. Er streicht N 80 O und steht ziemlich steil. Unmittelbar hinter den Häusern Monquarti, die zu den auf den Karten angegebenen Baite Sergioli gehören, setzt ein 20—30 *m* mächtiger Gang mit N 50—70 W-Streichen senkrecht zu den Phylliten auf. In der Gangrichtung verlaufen dort übrigens auch viele Harnische. Seitwärts von dem großen Gang beobachte ich ferner einen kleinen, den Schichten anscheinend ziemlich parallel eingedrungenen, der möglicherweise nur eine Apophyse des großen ist.

Unmittelbar hinter den letzten Häusern von Baite Lucia steht ein 2—3 *m* mächtiger Gang in steiler Stellung mit etwa N 70—75 W-Streichen an. Wenig darüber, an einer Stelle, an der ein zweiter Weg von SO heraufkommt, steht ein 3—5 *m* mächtiger, stark zersetzter Gang an, der N 62 W streicht und mit 70° nach NNO einfällt. Es ist nach der Lage ausgeschlossen, daß er die Fortsetzung des anderen Ganges wäre.

Bald nach den Hütten der Baite Mola endlich beobachtete ich an dem ebenen Wege, der um den Berg 1664 *m* (*J* 25) herumführt, einen etwa 12 *m* mächtigen Diabasgang, der O—W streicht.

Nordwestlich der Malga di Mola fehlen eine kurze Strecke weit die Aufschlüsse; dann beginnt das System der Tonaleschiefer. Es besteht dort aus Glimmerschiefern, Gneisen und mächtigen Amphiboliten mit pegmatitischen Einlagerungen. Das Streichen maß ich der Reihe nach zu: N 75—80 O bei steilem S-Fallen, N 70—80 W bei steilem S-Fallen und auf der Paßhöhe N 60 O bei S-Fallen.

Der ganze Kessel von Mola westlich und südwestlich des Dosso Toricla ist von großartigen Grundmoränen bedeckt, deren absolute und relative Höhenlage in 1600—1700 *m* über dem Meere, 1000 *m* über der Talsohle ein gewisses Interesse verdient.

VIII. 4. Edolo—Tonalestraße bis Incudine—Monno—Mortirolotal.

(Vergl. *G*, *A*, Blätter Edolo, Lovero Valtellino und Grosotto von *J* 25, Blatt Tirano von *J* 100.)

Ich habe eine Schilderung des geologischen Baues und eine eingehende Beschreibung einer Anzahl von Gesteinstypen des Mortirolotales schon früher gegeben und bitte daher den für dieses

[1]) 1896. I, pag. 213—214 und 216.

Tal besonders interessierten Leser jene Arbeit[1]) zu berücksichtigen. Hier kann ich nur eine kurze Übersicht geben.

An der Tonalestraße sind bis zum Ponte di S. Brizio (*G*) und noch ein Stück darüber hinaus die typischen Quarzlagenphyllite der Edoloschiefer prachtvoll aufgeschlossen. Trotz aller Faltungen und Fältelungen herrscht deutlich das normale ONO-Streichen und steiles N-Fallen. In Wasser lösliche Sulfate blühen an vielen Stellen an den überhängenden Felswänden aus. Ein Stück, das ich dort sammelte, wurde auf meine Bitte von Herrn Prof. Dr. Dittrich in Heidelberg untersucht. Es wurde kurze Zeit mit heißem Wasser behandelt. In der Lösung war Tonerde nicht nachweisbar, wohl aber $Fe\,SO_4$ in erheblichen Mengen. Daneben war auch Eisenoxydsulfat in Lösung gegangen. Es dürften also im wesentlichen nur Vitriole und wohl kaum Alaun vorhanden sein. Übrigens zeigt schon der Geschmack der Effloreszenzen das Vorhandensein des Eisens an.

Ganz wenig südlich der schon auf pag. 123 erwähnten Schlucht südlich der Baite Roceto (*J* 25), an der Stelle, an welcher neuerdings die Straße auf das linke Ufer hinüberführt, um bald darauf wieder auf das rechte Ufer zurückzukehren, ist durch die neuen Arbeiten an der Straße ein merkwürdiger Aufschluß entstanden. Man sieht dort eine scheinbar anstehende Masse von Graphitoidschiefern mit hineingepreßter diluvialer Grundmoräne. Die Tonalitblöcke der letzteren sind unverkennbar. Da mir sonst in der Oglioschlucht unten keine Moränen, Gletscherschliffe oder andere Glazialzeichen bekannt sind, so möchte ich bis auf weiteres glauben, daß es sich um eine mächtige von den hohen und steilen Hängen heruntergestürzte Masse handelt. Sollte aber diese Annahme sich als falsch erweisen, so wäre die Oglioschlucht im wesentlichen als subglazial und nur zum kleinsten Teile als postglazial entstanden zu denken, analog den Schluchten unter dem unteren Grindelwald- und dem Hüfigletscher in der Schweiz.

Zahlreiche meist stark zersetzte Gänge durchsetzen die Schiefer in gewöhnlich steiler Stellung. Sie sind teils typische Diabase (Ponte S. Brizio), teils Uralitporphyrite, teils so zersetzt, daß man die Zugehörigkeit zu der einen oder anderen Gruppe nicht sicher nachweisen kann. Beschrieben wurden sie zum Teil schon 1890 von mir[2]), teils auf Grund meines Materials 1896 von Riva[3]). Ein kleiner Teil ist überhaupt noch nicht untersucht. Die Mächtigkeit der Gänge ist gering. Nur der mächtige Diabasgang am Ponte S. Brizio und einer der drei neben einem Wasserdurchlaß, 20 Minuten von Edolo anstehenden zersetzten Gänge, erreichen mehrere Meter Mächtigkeit. Die anderen sind meist nur einige Dezimeter mächtig.

Etwa 35 Minuten von Edolo war bis vor wenigen Jahren ein Rest der alten 1888 bei den Herbstüberschwemmungen zerstörten Landstraße erhalten. Mitten auf die Straße hatten damals die Fluten einen rund 150 Doppelzentner schweren Tonalitblock gewälzt, der wohl aus der Val Finale stammt. Ich weiß nicht, ob dieser Block nicht der neuen Straßenanlage geopfert worden ist. Hoffentlich ist er als ein interessantes Denkmal für die Gewalt der Gewässer erhalten.

An der Stelle, wo die Tonaleverwerfung auf *G* den Oglio schneidet, stehen westlich des Flusses in einer kleinen Runse dünne weiße Marmorbänkchen in stark zerrütteten und verruschelten Schiefern an. Es soll sich dort auch einmal ein Kalkofen befunden haben. Ich habe, wie im allgemeinen Teile ausgeführt werden wird, diese Gesteine bereits zu den Tonaleschiefern gerechnet.

Geht man von der Hauptstraße ab und steigt die Kommunalstraße nach Monno hinauf, so

---

[1]) 1897, II., pag. 355—402.

[2]) 1890, pag. 551.

[3]) 1896, I., pag. 214, 216, 217, 221.

trifft man bei dem Übergang über den Mortirolobach unmittelbar vor der Brücke die auf *G* eingezeichnete Linse von Graphitoidschiefern. Sie ist in die Quarzlagenphyllite mit normalem Streichen und Fallen eingeschaltet. Hinter dem Ort fehlen eine Zeitlang Aufschlüsse. Die ersten Felsen, die man dann am Wege antrifft, gehören bereits zum Tonaleschiefersystem. Es besteht hauptsächlich aus den in meiner zitierten Arbeit geschilderten Gneisen und Glimmerschiefern, zwischen die mächtige Intrusivmassen von Adamellit und Diorit unbekannten Alters gedrungen sind. Im oberen Tale aber, gegen die Paßhöhe hin, stellen sich wieder mehr phyllitische Gesteinstypen ein. Doch scheinen diese Gesteine meist eine Mittelstellung zwischen Phyllit und Glimmerschiefer einzunehmen. Ich führte sie in der Mortiroloarbeit (pag. 400 und 401) als Phyllitglimmerschiefer und glimmerschieferähnliche Quarzlagenphyllite auf. Daneben finden sich in den oberen Teilen des Tales auch mächtige Quarzite.

Bemerkenswerterweise ist das Streichen des ganzen Komplexes ziemlich konstant ONO mit Abweichungen bis NO und beinahe O; das Fallen ist im unteren Teile des Tales bis zu den Adamellitmassen fast stets steil nordwestlich und nur ausnahmsweise südöstlich. Manchmal kommt saigere Stellung vor. Sobald man aber die zwischen die Tiefengesteinsmassen eingeschalteten Schieferzonen erreicht, beginnt SO-Fallen und hält mit lokalen Abweichungen bis zur Paßhöhe an.

Der Diorit tritt etwas höher als der Adamellit auf. Besonders in seiner Umgebung scheint die geologische Orientierung der Schiefer stellenweise stark abzuweichen. Daß die beiden massigen Gesteinstypen infolge des Gebirgsdruckes vielfach Parallelstruktur annehmen und in Gneise übergehen, anderseits aber durch Umschließung von Schollen der Nebengesteine ihre intrusive Natur deutlich zu erkennen geben, habe ich eingehend in der zitierten Arbeit geschildert.

Muskovitturmalinpegmatite treten im unteren Teile des Tales massenhaft in Trümmern auf. Ich sah eine Varietät mit zollgroßen Glimmerblättern und einem über 11 *cm* langen Schörlkristall. Doch habe ich Aufschlüsse von ihnen nicht gefunden.

VIII. 5. Val Grande di Vezza.

(Vergl. *G*, *A* und Blätter Edolo und Val Grande von *J* 25.)

Die sich nördlich bei Vezza öffnende Val Grande habe ich nur etwa bis zu der Stelle begangen, von der aus man die sich westlich öffnende Val Bighera überblickt, also nicht sehr viel weiter als bis zur Capella dell'Acqua calda (*J* 25, *A*). Der Bach entblößt nördlich Vezza zuerst auf beiden Talseiten die typischen Gesteine des Tonaleschieferkomplexes. Es sind die gewöhnlichen gepreßten Pegmatite, ferner Granulite, Gneise und andere Gesteine, wie sie auch weiter im Osten an der neuen Tonalestraße auftreten. Besonders auffallend sind die gepreßten Muskovitpegmatite mit den großen Muskovitblättern. Marmor ist dort nicht aufgeschlossen, aber freilich verdeckt Moräne sehr bald das Anstehende. Das Streichen der Tonaleschiefer ist wohl vorherrschend NO bei SO-Fallen. Doch sind Störungen vorhanden. Unter anderem beobachtete ich auf dem linken Ufer eine kleine kuppelförmige Falte, auf dem rechten Ufer aber am Wege der Reihe nach N 82 O-Streichen und 50° S-Fallen, dann N 35 O-Streichen mit mittlerem O-Fallen und N 72 W-Streichen bei erst mittlerem N-, dann wieder S-Fallen.

Das Material der Grundmoräne schien mir wesentlich aus Tonaleschiefern zu bestehen. Ich erhielt 1890 davon den Eindruck, als ob es Seitentalmoräne wäre, bin aber meiner Sache nicht sicher. Die Moräne bildet auf beiden Talseiten Terrassen von gleicher Höhe. Wo das Bigheratal einmündet, schließen sie sich zum Talboden zusammen. Val Bighera hat eine steile Talstufe, deren oberer Rand nicht weit von der Zweitausendmeterkurve entfernt liegt und somit ziemlich genau mit

dem oberen Stufenrand in der südlichen Val Paghera übereinstimmt. Dahinter liegt ein altes, jetzt aufgefülltes Seebecken, dessen Bach in einem kolossalen Wasserfall niederstürzt.

Geht man über Tù nach S. Clemente [1]), so trifft man unterwegs N fallende, aber stark verrutschte Glimmerschiefer, beziehungsweise Gneise. Kurz vor dem Taleinschnitt treten N fallende Phyllite mit Quarzlagen, zum Teil als Granatphyllite entwickelt, auf. Sie haben genau das Aussehen der entsprechenden Bildungen der Edoloschiefer. Der ganze Hügel von S. Clemente östlich des Tälchens besteht aus S fallenden Glimmerschiefern. Es müssen also dort komplizierte Störungen vorliegen. Erst NNO von S. Clemente, in etwa 1400 *m* Höhe, steht, wie im allgemeinen Teile der Arbeit ausführlich beschrieben werden wird, der bekannte O—W streichende, steil S fallende Marmorzug von Vezza an, dort konkordant zwischen Amphibolit und Biotitgneis eingeschaltet. Es kann sein, daß die westliche Fortsetzung des Marmors durch die Moränen der Val Grande verdeckt ist.

VIII. 6. Ponte di Legno—Passo Tonale bis zur Paßhöhe.

(Vergl. *G, A* und Blatt Monte Tonale von *J* 25.)

Die schönsten Aufschlüsse findet man an der neuen Tonalestraße. Folgt man dieser, so erkennt man sehr bald, daß Ponte di Legno zum Teil auf einer prachtvollen Stirnmoräne steht, die sich im Bogen aus der Gegend von Poja westlich des Seriabaches in ONO-Richtung bis an die Tonalestraße heran verfolgen läßt und dann nach SO umbiegt. Die südöstliche Häuserreihe des Ortes legt sich westlich an dies östliche Bogenstück an, der Friedhof liegt darauf. Der Ostbogen schmiegt sich seinerseits dem Hange an, auf dem die Straße ihre Kehren beschreibt. Ich habe diese Moräne nicht genau genug untersucht um sagen zu können, ob sie vom Narcanello- oder Seriagletscher herrührt.

Die Straße entblößt in fortwährendem Wechsel Biotitgneise, Zweiglimmergneise, Amphibolite, gepreßte Pegmatite, Glimmerschiefer, Quarzite und andere Gesteine der Tonaleschiefergruppe. Ihr Streichen ist fast konstant ONO, ihr Fallen meist steil, seltener mittel südlich, ausnahmsweise auch nördlich. Erst ganz spät, in der Umgebung der Cantoniera, werden die nördlichen Fallrichtungen normal.

Die Gneise enthalten vielfach Quarzlagen und -linsen. Die Pegmatite sind teils glimmerarm, teils reich an großen Muskovitblättern, teils, aber seltener als Biotitpegmatite entwickelt. Sie sind stellenweise durch schwarzen Turmalin und Granat von ungewöhnlichen Dimensionen ausgezeichnet. Ich sah bis zu 4 *cm* große braune Granaten, die die Form 2O2 (211) haben dürften und einen meist nur leichten Stich ins Rötliche aufweisen. Die Pegmatite erscheinen oft lagenartig und können mit den Schiefern gebogen und gefaltet sein. An anderen Stellen sind sie aber deutlich als Gänge erkennbar. Mitunter sind bei der starken mechanischen Deformation des Gebirges Biotitflasern und -blätter der Biotitschiefer so in glimmerarme oder muskovitische Pegmatite hineingequetscht, daß scheinbare Biotitpegmatite entstehen. Doch sind diese leicht von den echten zu unterscheiden.

Harnische sind enorm häufig und oft als Verwerfungen erkennbar. Stellenweise treten eigentümliche, an Phyllite erinnernde Schiefer auf, deren glimmerige Häute aber genau aussehen wie Harnische und wohl auch nichts weiter als mit Glimmer überzogene Harnische sind.

Ausblühungen von in Wasser löslichen Sulfaten sind an vielen Stellen an den überhängenden Wänden zu beobachten.

[1]) ONO von Vezza

17*

Wie ich im allgemeinen Teile ausführen werde, tritt an der neuen Straße westlich des Passes auch ein schwarzer Mylonit auf. Doch hatte ich leider bei meiner letzten Begehung der Straße nicht mit der Möglichkeit gerechnet, daß die letzten Aufschlüsse vor dem Passe noch zu den Edoloschiefern gehören könnten und habe es versäumt, hinreichend genaue Notizen über ihre petrographische Beschaffenheit zu machen. Ich weiß daher nicht ob dies schwarze Gestein schon zu der in geringer Entfernung südlich sicher vorhandenen Edoloschieferzone gehört oder den Tonaleschiefern eingeschaltet ist.

Die alte Straße beging ich schon 1891 und notierte damals, daß ich auch Marmor, und zwar wohl anstehend sah. Ob an der neuen Straße anstehender Marmor zu finden ist, weiß ich nicht mehr. Stücke liegen massenhaft umher, können aber aus der Grundmoräne stammen.

Bald hinter der Cantoniera hören die Aufschlüsse auf. Mächtige, auch auf der Nordseite des Passes sehr tonalitreiche Grundmoränen bedecken weithin das Anstehende. Nur in der Nähe der Caserma della Finanza sind zwei kleine Aufschlüsse, die stark zerrüttete Quarzlagenphyllite der Edoloschiefer freilegen. (Vergl. Salomon 1901, pag. 170 und *G.*) Sehr schön sieht man sowohl von der neuen Tonalestraße wie vom S-Hange des oberen Ogliotales in den Berggipfeln oberhalb Canè die glänzenden steil südwärts fallenden Schichtflächen eines hellen Gesteines der Tonaleschiefer, offenbar die Fortsetzung des Marmorzuges von Vezza.

IX. Die kristallinen Schiefer auf der Nordseite des Tonalitmassives von Val Paghera (ausschliesslich) bis Dimaro.

IX. A. Italiänische Seite (Nordrand des Adamello s. str.).

IX. A. 1. Val Vallaro—Monte Calvo.

(Vergl. *G.* 1, Blätter Edolo und Temù von *J* 25, Tirano und M. Adamello von *J* 100.)

Bei Stadolina überschreitet man den Oglio und findet auf dem anderen Ufer einen Weg, der auf der O-Seite des Vallarotales in die Höhe führt. Bis zu 1285 *m* Höhe stehen die Tonaleschiefer an, Glimmerschiefer und andere Gesteine, anscheinend auch Pegmatite. Sie streichen ONO und fallen meist steil südlich. Bei 1353 *m* fand ich die ersten anstehenden Phyllite der Edoloschiefer; aber schon tiefer lagen soviel Bruchstücke von ihnen herum, daß die Grenze wohl etwas unter dem ersten Aufschluß liegen dürfte. Die Edoloschiefer sind verworren gefaltet. Unten im Tal streicht, wie man von oben deutlich erkennt, ein Zug von Graphitoidschiefern durch, von dem ich allerdings anstehend nichts auf meinem Wege sah. Ich ging über schlecht aufgeschlossenes Terrain mit vielen Lesestücken von Edoloschiefern hinweg bis zu einem alten Kohlenmeilerplatz in 1640 *m* Höhe, oberhalb der Häusergruppe der Baite Nodèr auf der rechten Talseite. Von dort aus übersieht man prachtvoll den großartigen Talhintergrund mit der Tonalitgrenze. Man vergl. das nebenstehende auf der Westseite des Monte Calvo aufgenommene Bild.

Der Kamm des Monte Pornina (2147 *m*) zieht sich, soweit er aus Schiefern besteht, gleichförmig und nur ganz schwach ansteigend nach Süden. An der Tonalitgrenze[1]) aber erhebt er sich plötzlich steil und schroff zum Corno Pornina (2820 *m*). Der Anstieg des Kammes beträgt vom Gipfel des Monte Pornina bis zum Tonalitkontakt 263 *m* vertikal auf 1190 *m* horizontal, also

[1]) Es ist denkbar, daß die Grenze nicht ganz genau in dem Gefallsknick liegt. Doch ist nur eine ganz unbedeutende Abweichung möglich.

etwa $12^1/_2{}^0$. Vom Kontakt bis zum Gipfel des Corno Pornina aber steigt der Kamm 410 *m* vertikal auf 338 *m* horizontal. Das Gefälle beträgt dort also $50^1/_2{}^0$. Der Kontrast ist noch starker ausgeprägt als in dem 1890 von mir veröffentlichten Kontaktbild vom Piccolokamm des Monte Aviolo [1]. Er prägt sich auch im Charakter der Vegetation und der Gesteinsfarbe so deutlich aus, daß man selbst von der Chaussee im oberen Ogliotal sofort die Grenze erkennt. In den Tonalitfelsen des Corno Pornina fallen weiße Flecken auf. Sie sind aber, wie die Betrachtung mit meinem zwölffach vergrößernden Görz-Triëder-Binokel ergab, nur frische Abbruchstellen.

Fig. 39.



Steilanstieg des Bergkammes an der Tonalitgrenze.
Corno Pornina (2820 *m*) vom Westhange des Monte Calvo.
(Sal. phot.)

Beim Aufstieg vom Kohlenmeilerplatz zur Malga del Calvo fand ich in 1870 *m* Höhe noch immer unveränderte normale Phyllite, traf dann die auf *G* eingezeichneten Graphitoidschiefer an und nach ihnen wieder normal erscheinende Phyllite. Die Aufschlüsse waren schlecht, die Schiefer verworren gefaltet. Etwas westlich des Sattels zwischen Monte Calvo und dem südlichen Vorberge sah ich die ersten Andalusitkontaktphyllite. Sie streichen O—W und fallen sehr steil nördlich ein. An der Westseite des Berges beobachtete ich dann weiter metamorphe Phyllite, zum Teil bereits

[1]) 1890, Tafel XXIX.

hornfelsartig mit N 85 W-Streichen und steilem S-Fallen, dann in dem eigentlichen Sattel mit N 75 W-Streichen und teils steilem N-, teils steilem S-Fallen, teils vertikaler Stellung. Sie sind sehr verbogen.

Geht man über den Sattel hinweg und am Osthange des Berges nach Süden, so trifft man zuerst nur Felstrümmer von Phylliten, Quarziten und Hornfelsen, aber keine Aufschlüsse. Die Hornfelse bilden dünne Schichten zwischen den übrigen Gesteinen. Im ersten Aufschluß ist das Streichen der allerdings auch hier verbogenen Schiefer WNW bei saigerer Stellung, dann N 80 W bei steilem S-Fallen, dann mehrfach N 85 W, aber auch mehr WNW, selten O—W bei stets annähernd vertikaler Stellung, von der aus das Fallen bald etwas nach Süden, bald etwas nach Norden abweicht.

Das steile Horn, das man vom Monte Calvo aus südlich erblickt und das einen Steinmann trägt[1]), besteht in seinen oberen Teilen aus Tonalit, in seinen unteren Hängen gegen das Aviotal aber aus Schiefer. Die Kontaktfläche fällt hier also gegen den Tonalit ein. Schon vorher kommt in einer Runse einmal ausschließlich Tonalit von oben herunter, obwohl unten metamorphe Schiefer anstehen. Es ist mir unwahrscheinlich, daß dieser Tonalit nur von einer Apophyse herrühren sollte. In den letzten beiden großen Runsen, besonders in der Hauptgrenzrunse, die sich bis ins Aviotal hinunter verfolgen läßt, steht nach den Beobachtungen meines Freundes O. Hörich auch unten nur Tonalit an, und von oben kommt gleichfalls kein fremdes Gestein herunter[2]). Stache hat auf seiner Manuskriptkarte an dieser Stelle eine schmale Marmorzone eingetragen. Es gelang indessen weder Hörich noch mir dort Marmor auch nur in Lesestücken nachzuweisen. Immerhin ist es beachtenswert, daß auf der gegenüberliegenden Seite des Aviotales ein Hang den Namen „Dosso del Cop" führt[3]). An verschiedenen Stellen der Adamellogruppe tritt nämlich die Bezeichnung „Cop" an Orten auf, wo Kalklager vorhanden sind und zum Teil auch sicher früher Kalköfen existierten. (Zum Beispiel Malga del Coppo westlich des Lago d'Arno.) Ich kann mir das sprachlich nicht erklären; und auch die Herren Prof. Dr. Voßler in Heidelberg und Prof. Dr. Schuchardt in Graz[4]). ebenso wie mehrere von mir befragte gebildete Einheimische kennen keine Bedeutung des Wortes „Cop", die einen entsprechenden Zusammenhang erklären würde. Vielleicht ist also das Zusammentreffen doch nur zufällig. Tatsächlich ist auch in der Gegend dieses „Dosso del Cop" weder aus der Ferne etwas von Marmor zu sehen, noch beobachtet man ihn unten im Tale anstehend oder in Lesestücken. Ragazzoni (1893, pag. 14, Nr. 142) führt aber einen „calcare bianco cinereo" aus Val d'Avio an, und zwar mit dem Zusatz: „Si escava per calce." Leider hat er keine genauere Fundortsangabe. Wohl aber treten, wie bei der Beschreibung des Aviotales gleich geschildert werden soll, auf der W-Seite in der Kontaktregion unten Gesteine auf, die möglicherweise zum Perm gehören. Es ist also sehr wohl möglich, daß eine Zone jüngerer Sedimente lokal in der Nähe der Kontaktfläche auch noch im Aviotal auftritt.

Sehr schön erkennt man von den hohen Hängen südlich des Monte Calvo den Verlauf der Tonalitgrenze auf der rechten Seite des Aviotales. Sie zieht von unten im Tale, wo wir sie auf der nächsten Wanderung anstehend treffen werden, im Bogen zur Valle dei Buoi hinauf und scheint, nach der Farbe zu schließen, in dem Sattel, der dort nach Val Seria hinüberführt, zu verlaufen. Der Monte Castalbo gehört also noch zur Schieferregion.

---

[1]) Vermutlich der Gipfel südlich vom Punkt 2352 *m* der Karte *J* 25.

[2]) Ich war durch Unwohlsein verhindert die Begehung der beiden Runsen selbst auszuführen.

[3]) *J* 25.

[4]) Beiden Herren spreche ich auch an dieser Stelle meinen besten Dank für die freundliche Auskunft aus.

Bei der Rückwanderung zur Malga del Calvo, am Osthange des Monte Calvo entlang, trifft man nur Schiefer, und zwar meistens in zerrütteten Aufschlüssen an.

Einige Zeit vor der Hütte stehen N 70 O streichende, steil N fallende Glimmerquarzite an, die an einer anderen Stelle zum Dachdecken gebrochen wurden. Noch vor der Malga selbst erreicht man die Graphitoidschiefer.

Beim Abstieg über den von der Malga del Calvo nach Temù führenden Weg findet man lange Zeit keine Aufschlüsse. Zuerst ist der Hang mit Trümmern von Edoloschiefern und Grundmoränenresten bedeckt. Dann folgt mächtige Moräne und erst nicht sehr hoch über dem Haupttal in etwa 1400 *m* Höhe ein Aufschluß in N 80 O streichenden, mittel bis steil S fallenden Schiefern, die ich für Tonaleschiefer halte.

IX. A. 2. Val d'Avio.

(1888, 1894, 1898. Man vergl. auch pag. 134.)

Dieses landschaftlich herrliche Tal ist bereits von G. vom Rath begangen und trefflich beschrieben worden[1]. Am besten sind die Kontaktverhältnisse auf dem rechten östlichen Gehänge aufgeschlossen. Ich habe meine dort gemachten Beobachtungen schon 1897[2] ausführlich mitgeteilt und reproduziere hier zunächst den mir wichtigen Teil der Beschreibung. „Bald nach dem Eingang in das N—S gerichtete Tal auf dem unteren Wege stehen silbergraue Phyllite mit seltenen Quarzknauern an. Sie sind vollständig verwittert und lassen daher die geologischen Richtungen nicht erkennen[3]. Es folgen kohlige Phyllite, bald mehr grau, bald mehr schwarz gefärbt, petrographisch völlig mit der von mir 1890[4] beschriebenen und auf dem linken Ufer auftretenden Varietät übereinstimmend. An der Stelle, wo der Weg den Bach überschreitet, stieg ich links in die Höhe bis zu dem oberen Weg. Dort trifft man nun schon vom Tonalit metamorphosierte, glimmerschieferähnliche Gesteine an, die ich hier petrographisch nicht beschreiben will. Sie enthalten Quarzlagen und streichen erst O—W bei fast saigerer Stellung, beziehungsweise steilem S-Fallen. Dann maß ich gegen den Tonalit hin N 80 W bei 80° N-Fallen, N 77 W bei steilem N-Fallen, N 60 W und S-Fallen. Weiter folgen gebogene Schichten; und nach diesen maß ich von neuem N 85 W und steiles N-Fallen, und bis zum Tonalit hin immer ähnliches Fallen und Streichen. Der Tonalit ist an der ungefähr O—W streichenden Grenze feinkörnig, etwas schiefrig und meist arm an gefärbten Gemengteilen, unter denen der Glimmer die Hornblende ganz zu verdrängen scheint. Die Kontaktfläche steigt wenigstens eine ganze Strecke weit mit schwacher Neigung an dem Hange empor, während die metamorphen Schiefer mit N 75 W-Streichen und ganz steilem N-Fallen auf ihr liegen und an ihr abschneiden."

Nachträglich sind mir Bedenken über den Ausdruck „schwache Neigung" aufgestiegen[5]. Mein Tagebuch enthält nur den Vermerk: „Schließlich Tonalit, der schräg (sc. taleinwärts) in die Höhe steigt ... Er wird von metamorphen Schiefern überlagert. Die Grenze verläuft also schräg am Berghange entlang." Daß die Grenzfläche in den höheren Teilen des Hanges steil in die Höhe

[1]) 1864, pag. 263.

[2]) 1897, II., pag. 113–114.

[3]) Es ist jetzt auf Grund der neueren Beobachtungen in Val Vallaro und Seria sicher, daß auch der Ausgang des Aviotales von Tonaleschiefern gebildet wird. Ich wage aber nicht zu entscheiden, ob diese ersten damals von mir beobachteten Aufschlüsse zu ihnen oder zu den Edoloschiefern gehören.

[4]) 1890, pag. 499.

[5]) Vielleicht meinte ich damit eine „nur schwach von der Vertikalen abweichende Neigung".

steigt, das geht aus dem Anblick hervor, den man von der anderen Talseite hat, und zwar sowohl von dem unteren Wege wie von den hohen auf pag. 134 dieser Arbeit beschriebenen Hängen des Monte Calvo.

Vom rechten östlichen Gehänge sieht man umgekehrt, daß die dem Tonalitkontakt benachbarten Schiefer auf der linken Talseite ungefähr O—W streichen und fast senkrecht stehen.

Von dieser Stelle an findet man bis zum Rifugio Garibaldi unter dem Adamellogipfel unten im Tal anstehend nur Tonalit mit seinen aplitischen und pegmatitischen Gängen, seltener auch mit Quetschzonen. Der von G. vom Rath analysierte Tonalit, dessen Analyse in allen Lehrbüchern wiederkehrt, stammt vom Aviosee. Mir schien der Tonalit des Tales im großen und ganzen ziemlich hornblendearm und stellenweise sogar hornblendefrei zu sein.

Steigt man oberhalb der Malga di mezzo (*G*) etwas an dem kleinen Seitenbach nach Westen empor, so findet man mitten im Tonalitgebiet nicht gerade selten Trümmer von cordieritreichen Hornfelsen, die ihrer petrographischen Beschaffenheit nach als Phyllithornfelse angesprochen werden müssen [1]). Sie stammen von der über die Forcellina Giuello hinwegstreichenden Gallinerazone. Das Fehlen von Hornfelsen der Trias hat mich dazu bestimmt, diese noch auf der Westseite des Giuellokammes, wie auf pag. 121 erwähnt, mächtigen Bildungen auf *G* vor der Phyllitzone auskeilen zu lassen. Im Talgrunde ist die metamorphe Zone nicht vorhanden. Ob eine Fortsetzung auf der Ostseite der Val d'Avio etwa in der Valle dei Frati auftritt, ist sehr zweifelhaft. Wenigstens bringt der Bach dieses Tales nur Tonalit herunter. „Dennoch schien“, wie ich schon 1899, I., l. c. mitteilte, „der vordere Ausläufer des unbenannten Berges zwischen Valle del Venerocolo und Valle dei Frati in seinen höheren Teilen bei der allerdings sehr ungünstigen Mittagsbeleuchtung eine andere Färbung zu besitzen als die umgebenden zweifellos aus Tonalit bestehenden Kämme und Gipfel.“

Eine Begehung der Zone der Forcellina Giuello in der Hochregion habe ich leider nicht mehr selbst vornehmen können. Der bekannte und ausgezeichnete Alpinist Karl Schulz hat in seiner touristischen Monographie der Adamellogruppe [2]) einen Überstieg über die Forcellina di Giuello beschrieben. Er versteht darunter einen Einschnitt südlich des Corno Giuello (3044 *m*), während auf *A* der Paß nördlich des Gipfels diesen Namen trägt. Er sagt von sich und seinem Gefährten: „Sie stiegen über eine Moräne, dann über Schnee und steile Felsplatten von brauner Farbe zur Forcellina Giuello empor. Von hier erklettern sie in 35 Minuten den eigentümlich rot gefärbten Berg, der sich nördlich von der Forcellina erhebt, das Corno Giuello (3044 *m*). Von der Talsohle der Val Aviolo aus bis zum Gipfel glaubte Schulz eine sehr interessante Stelle der Kontaktzone zwischen Tonalit und Schiefer beobachten zu können. Unter der Forcella bemerkte er breite, wagrechte Bänder von Quarz oder Gneis in dem tiefbraunen Schiefer. Das Corno Giuello besteht aus einem von SW nach NO verlaufenden Grat mit zwei Gipfeln. Der nordöstliche, der wieder eine graue Farbe aufweist, ist mehrere Meter niedriger.“ Da Schulz seiner Angabe nach durch Nebel verhindert war, die Lage der Pässe und des Monte Avio gut zu sehen, so bin ich auf *G* der Zeichnung von *A* gefolgt und habe die Zone nördlich des Corno Giuello eingezeichnet. Die wagrechten Bänder halte ich für Apophysentonalit analog den Bändern oberhalb des Lago Lungo im Baitone. Über den stratigraphischen Charakter der von Schulz gesehenen braun und rot verwitternden Gesteine kann ich mich natürlich nicht aussprechen. Doch verdanke ich einem Gemsjäger [3]) ein Gesteinsstück von der Übergangsstelle. Es ist wohl ein Phyllithornfels, der ziemlich

[1]) Man vergl. auch Salomon 1899, I., pag. 37 u. 38.

[2]) 1893. In „Erschließung der Ostalpen“. Veröffentlichung des D. u. Ö. Alpenvereines.

[3]) Wenn ich nicht irre, war es der Lehrer Gibellini in Edolo.

viel Cordierit und Sillimanit zu enthalten scheint. Nach meinen eigenen Beobachtungen am Osthange der Val Paghera halte ich es aber für sehr wahrscheinlich, daß sowohl die Trias wie die Phyllite des Passo Gallinera auch auf dem Giuellokamm noch beide vertreten sein werden. Die Phyllite gehen, wie aus der Beobachtung über Malga di mezzo ersichtlich, bestimmt noch ins Aviotal hinüber.

Das westliche Gehänge der Val d'Avio bietet unten im Tal sehr viel schlechtere Aufschlüsse der Schieferregion nördlich des Tonalites als das östliche. Ich konstatierte dort 1888 das Auftreten von cordieritreichen, zum Teil durch Spinellgehalt ausgezeichneten Hornfelsen der Phyllite. 1898 fand ich in der Kontaktregion aber auch Bruchstücke von sehr feinkörnigen Gesteinen, die makroskopisch wie mikroskopisch feinkörnigen Grauwackenhornfelsen gleichen. Es erscheint mir daher nicht unmöglich, daß dort ähnlich wie in der Foppa bei Edolo permische Bildungen in das Grundgebirge eingeschaltet sein könnten.

Prachtvoll sind im Aviotal die Glazialerscheinungen entwickelt. Ich habe in einer besonderen kleinen Arbeit[1]) eine Schilderung der hauptsächlichsten Momente gegeben und das Tal als typisches Beispiel einer Kartreppe oder, wie man wohl noch besser dafür sagen würde, einer Seetreppe in einer Karte im Maßstab 1 : 25000 reproduziert[2]). Ich werde auf die Bedeutung dieser Erscheinungen im allgemeinen Teile dieser Arbeit noch näher eingehen und fasse mich daher sehr kurz. Das Tal hat wenigstens acht ausgesprochene Stufen, die mit Ausnahme der 1. bei Malga Caldea echte Felsbecken sind, 2 ist der Laghetto, 3 der Lago d'Avio, 4 der erloschene See von Malga di mezzo, 5 der erloschene See von Malga Levedole, 6 ist der auch bereits fast erloschene See des Venerocolo in der östlichen Abzweigung des Tales, 7 ist ein auf *G* nicht ersichtliches Becken in 2200 *m* Höhe im Hauptzweig des Tales, 8 ist der sogenannte „Pantano d'Avio".

Die höchste Stufe, der Laghetto del Venerocolo, liegt 2541 *m*, die niedrigste Stufe 1524 *m* hoch. Sehr oft stürzt das Wasser der oberen Stufe in steilem Wasserfalle direkt auf die Fläche der nächsten Stufe nieder. Glazial geglättete Rundhöcker begrenzen die Seebecken unten. Alle Becken sind in den festen Tonalit eingeschliffen. Wie man diese Seetreppe ohne Zuhilfenahme der Glazialerosion erklären will, ist mir unverständlich.

IX. A. 3. Val Seria.

(Nach Beobachtungen von O. Hörich.)

Da ich leider zwei Tage lang in Ponte di Legno durch Unwohlsein zum Ausruhen gezwungen war, übernahm es mein mich damals begleitender Freund, Herr Ingenieur O. Hörich aus Steglitz diese Tage zu Touren in die Val Seria und Narcane auszunützen. Da er auf den vorangehenden Touren die Gesteine der Tonaleschiefer und Edoloschiefer gut kennen gelernt hatte und obwohl nicht selbst Fachgeologe, doch sehr gute geologische Kenntnisse besitzt, so glaube ich seine Angaben hier unbedenklich verwerten zu können, um so mehr als er mir eine große Anzahl von Gesteinsstücken zur Kontrolle mitbrachte. Auf dem Wege von Poja nach S. Antonio erreicht man in etwa 1335 *m* Höhe den ersten Aufschluß. Er besteht aus Tonaleschiefern, die N 70 O streichen und steil nach S einfallen. Gleich hinter der Kapelle von S. Antonio folgen wieder Aufschlüsse mit

---

[1]) Salomon 1900, pag. 117 u. f., besonders pag. 135—136 u. Taf. IV.

[2]) Nachträglich sehe ich, daß schon vor mir Cacciamali (1897) eine zwar kurze, aber ausgezeichnete Schilderung der Bodenplastik des Aviotales gegeben und diese sehr richtig als eine Folge der Vergletscherung erkannt hat.

erst O—W, dann N 70 O-Streichen bei stets steilem S-Fallen. Die Gesteine sind kristalline Schiefer, die gleich hinter der Kapelle einen gepreßten Marmor als Einlagerung enthalten. Es folgt die Moräne von Valbione. Gleich hinter Valbione aber kommen von der westlichen Talseite Schutthalden von stark gefalteten Phylliten und Quarzlagenphylliten der Edoloschiefer herunter. Die Tonalelinie ist also hier bereits überschritten.

Am Wege fehlt es lange Zeit an Aufschlüssen. Ein Stück aus den Schutthalden scheint von einem feinkörnigen diabasischen Gang (04, XX. 6.) herzurühren. Weiter hinten im Tal überschreitet der Weg den Bach. Dort fanden sich im Schutt des östlichen Gehänges die ersten noch seltenen Tonalitstücke mitten zwischen vorherrschenden Phyllittrümmern. Bald darauf folgen in etwa 1750—70 *m* Höhe Aufschlüsse von dunklen Graphitoidschiefern, die N 70 O streichen und steil nach N fallen. Dahinter kommen aus einer Schuttrunse von oben dunkle graphitoidführende Schiefer, zum Teil offenbar schon kontaktmetamorph verändert, zusammen mit hellen quarzitischen Schiefern und Tonalit herunter. Der Verlauf der Grenze im unteren Hange der Westseite des Tales wurde von hier aus auf Grund der Gesteinsfarben und Verwitterungsformen eingetragen. In etwa 1840 *m* Höhe stehen am Wege noch immer dunkle Gesteine der Graphitoidschiefergruppe an. Der Talboden von Pozzuolo wird aber bereits von anstehendem Tonalit gebildet; und ebenso besteht der südwestlich gelegene höhere Talboden ganz aus Tonalit.

Von hier aus wurde der sonderbare Verlauf der Grenzlinie zwischen Tonalit und Schiefer am Monte Castalbo und Corno marcio erkannt. Der Name des letzteren, auf deutsch „Faulhorn", deutet übrigens bereits die Beteiligung des Schiefers am Aufbau des Berges an. Der Osthang des Corno marcio besteht aus Tonalit, auf dem oben noch die Schiefer, zum Teil durch Erosion bereits entfernt, aufliegen. H ö r i c h besuchte noch den Kontakt zwischen dem nördlichen Tonalit und dem südlichen Schiefer des Castalbo und sammelte dort eine Anzahl von Schieferproben, die zum Teil quarzitischen Charakter haben, zum Teil trotz ihrer Verwitterung wohl als Hornfelse zu deuten sind. Er kehrte dann auf dem Pfade, der östlich des Tales über den Dosso Prepazzone bis in die Nähe von Valbione führt, über Case Mule nach Ponte di Legno zurück. Er stellte dabei fest, daß am Corno dell' Aola oben noch Schiefer liegt, während der untere Teil des Hanges von Tonalit gebildet wird. Der Weg führt aus diesem Tonalit hinaus in die Edoloschiefer hinein. In etwa 2010 *m* Höhe fand H ö r i c h einen Aufschluß von normalen Phylliten mit N 60 O-Streichen und steilem N-Fallen und gleich dahinter N 40 O streichende, N fallende Graphitoidphyllite. Der Weg steigt dann wieder etwa 90 *m* an, und es folgt eine stark verbogene, aber doch im wesentlichen N 60—70 O streichende und S fallende Phyllitzone. Auch weiterhin halten diese Phyllite mit dauerndem ONO-Streichen und vorherrschendem S-Fallen bis in die Gegend von Valbione an. Es wurde dann wieder die Moräne überschritten und schließlich dicht über dem Häuschen südöstlich von Case Mule in etwa 1320 *m* Höhe ein kleiner Steinbruch in Tonaleschiefern angetroffen. Sie streichen N 65 O, fallen nach S und bestehen aus Gneisen und blaugrauem Marmor.

IX. A. 4. Val Narcane.

(Vergl. *G*, *A* und die Blätter Monte Tonale und Temù von *J* 25.)

(Auf Grund einer eigenen Begehung aus dem Jahre 1891 und einer Begehung von O. H ö r i c h 1904.)

Da mir die Ergebnisse meiner alten Begehung nicht ganz ausreichten, übernahm es mein Freund H ö r i c h aus dem schon auf pag. 137 angeführten Grunde an meiner Stelle das Tal noch einmal bis zum Tonalit zu begehen. Aus unseren Beobachtungen ergibt sich folgendes. Ganz vorn, auf dem linken Ufer, kommen in einer Schutthalde von oben typische Tonaleschiefer herunter. Es

ist die Runse, die auf *J* 25 auf das „*an*“ in Narcanello herunterführt. Taleinwärts folgt eine mächtige Zone von Edoloschiefern, und zwar hauptsächlich von echten Phylliten, Quarzlagenphylliten und Quarziten. Graphitoidschiefer treten in starker Entwicklung gegenüber von Sozzine, und in geringen Mengen wohl auch noch an ein oder zwei weiter taleinwärts gelegenen Stellen auf. Sulfatausblühungen sind an einer überhangenden Felswand im Innern des Tales zu beobachten. Das Streichen des ganzen, natürlich auch hier vielfach gefalteten Schieferkomplexes ist etwa ONO, stellenweise auch mehr NO, das Fallen fast stets 60—90° NNW.

Hinten im Tal ist auf der Westseite eine Seitenruuse, die sich südlich des „*o*“ von Oglio (*J* 25), westlich des „*V*“ von Valle in das Haupttal öffnet. Der Schutt dieser Runse besteht bereits aus einem Gemisch von Tonalit und Schiefern; und dasselbe gilt auch von den südlich folgenden Runsen. An der Stelle, wo eine weitere Runse auf die Zahl 1630 von *J* 25 herunterführt, steht unten Tonalit an. Ebenso fand Hörich in der Runse bis zu etwa 1800 *m* Höhe nur Tonalit anstehend: doch müssen ganz oben noch Schiefer darauf liegen, da der Schutt noch Stücke davon, wenn auch in kleiner Zahl, enthält. Auf Grund dieser Beobachtungen und der Farbungsunterschiede wurde auf dieser und der gegenüberliegenden Talseite die Tonalitgrenze auf *G* eingetragen. Daß dem Corno del Castellaccio noch ein Schieferberg vorgelagert ist, sieht man übrigens bei günstiger Beleuchtung schon von der Tonalestraße aus sehr deutlich.

Daß die Schiefer in der Val Narcane am Tonalitkontakt metamorphosiert und stellenweise in ganz typische Hornfelse übergangen sind, sowie daß sie an einer Stelle von einem Tonalitgang durchsetzt werden, das habe ich bereits 1891 [1]) und 1897 [2]) hervorgehoben.

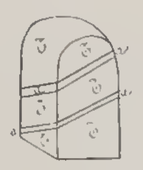
IX. B. Österreichische Seite (Nordrand der Presanella).

IX. B. 1. Tonalepaß und Val Vermiglio bis Fucine.

(Vergl. *G. A.* Blatt Monte Tonale von *J* 25, *O* 50.)

Über die Verhaltnisse, die man von der neuen Straße aus wahrnimmt, habe ich dem auf pag. 131—132 Gesagten nur hinzuzufügen, daß auch jenseits der Staatsgrenze das Anstehende bis hinter das Wirtshaus von Locatori von Moräne verhüllt ist. Wendet man sich an der Grenze nach

Fig. 40.



Tonalitprellstein an der Tonalestraße mit zwei parallelen Aplitgängen.

Süden zu der alten Straße und zu dem südlichen Berghang, so trifft man erst viele Bruchstücke und dann Aufschlüsse von Schiefern, wie ich schon 1891, 1897 und zuletzt 1901 hervorgehoben habe [3]). Es sind Hornfelse mit quarzitischen Zwischenlagen, offenbar aus phyllitischen Gesteinen der Edoloschiefer hervorgegangen. Sie fallen steil nach S ein. Als Streichen fand ich zuerst N 65—70 O,

[1]) 1891, I., pag. 411.

[2]) 1897, II., pag. 170.

[3]) 1891, I., pag. 414. — 1897, II., pag. 170—171. — 1901, pag. 170.

18*

weiter abwärts nach der Talsenkung hin N 80 O und schließlich an einem kleinen Felskopf an dem Pfade nahe der Brücke östlich des Wirtshauses N 75 O.

Die Schieferzone reicht indessen auf dem S-Hang des Passes nur wenig hinauf, wie ich mich beim Anstieg vom Wirtshaus Locatori zum Presenapaß überzeugte. An der Chaussee steht bald nach dem Wirtshaus Locatori der in Fig. 40 abgebildete interessante Tonalitprellstein mit zwei parallelen Aplitadern. Er zeigt, daß der Aplit offenbar Schrumpfungsfugen des Tonalites erfüllt hat.

Hinter der Cantoniera beginnen an der Straße die Aufschlüsse der Tonaleschiefer, allerdings oft von mächtigen Moränenmassen[1]) bedeckt oder verdeckt; und zwar erreicht man zunächst die Zone des Pianagneises. Sie ist auf *G* zu stark verschmälert und dürfte in Wirklichkeit längs der Straße eine ziemlich lange Strecke zusammensetzen. Die Entstehung dieses Gneises aus Pegmatit ist hier kaum erkennbar, so außerordentlich stark sind an dieser Stelle in unmittelbarer Nähe der Tonalelinie die Druckwirkungen entwickelt. Oft ist selbst die Augengneisstruktur durch weitgehende Deformation zerstört. Das Streichen der Schieferung ist ONO, das Fallen bald vertikal, bald steil nördlich, seltener südlich. Das ganze Gestein ist aber hier und bis hinter das Merlotal so furchtbar zerdrückt, verruschelt und zerrüttet, daß es sehr schwer fällt eine klare Vorstellung von seiner Orientierung zu erhalten. In diesem Komplex beobachtete ich 1891 zwei weniger als einen Meter mächtige, den Schieferungsflächen parallele und rasch auskeilende Gänge (?) eines stark zersetzten Gesteines, das Riva auf Grund meines Materials beschrieben hat[2]). Die Schieferung streicht an dieser Stelle N 65 O und fällt mit 80° nach S ein.

Nach einiger Zeit erreicht man die normalen Tonaleschiefer und bleibt dann an der Straße in ihnen bis zum Ort Fucine. Sie bestehen aus der im allgemeinen Teile zu schildernden Assoziation von Gneisen, Glimmerschiefern, Quarziten, Amphiboliten, Pegmatiten und anderen Gesteinen. Noch vor dem Fort Strino trifft man dünnschichtigen, meist bläulich gefärbten Marmor an. Er scheint den übrigen Bildungen konkordant eingelagert zu sein und besitzt eine Bänderung, die teils einfach auf dunklerer Färbung, teils auf der Anreicherung undeutlich kristallisierter Silikate beruht.

Das Streichen des Tonaleschieferkomplexes ist bis Pizzano im großen und ganzen ONO bis O—W. Das Fallen schien mir im großen und ganzen steil nördlich gerichtet zu sein. Doch wechselt es infolge starker Faltungen; und lokal stellen sich auch abweichende, annähernd NNW verlaufende Streichrichtungen bei östlichem Fallen ein. Die letzteren häufen sich nun bemerkenswerterweise zwischen Pizzano und Fucine, wo die Straße sich von der Tonaleverwerfung mehr und mehr entfernt. Man sieht daraus, aus den später aufzuführenden Beobachtungen über die Strecke Fucine—Val Ossaja und aus den durch Hammer bekannt gewordenen Tatsachen hinsichtlich der Orientierung des nördlicheren Gebirges deutlich, daß die selbständig orientierte Masse der Tonaleschiefer sich in der Nähe der Tonaleverwerfung dieser angepaßt, in größerer Entfernung davon aber ihre eigenen Richtungen bewahrt hat. Da mir diese Tatsache eine gewisse Bedeutung für unser Gebiet zu haben scheint, so will ich im folgenden eine Beobachtungsreihe ausführlich wiedergeben.

Straße zwischen Fucine und Pizzano[3]).

Unmittelbar über dem Albergo Zanella in Fucine sind an der Straße gute Aufschlüsse von glimmerreichem ziemlich großblätterigem Biotitgneis, dessen Biotit bei der Zersetzung gebleicht

[1]) Die Moränen sind auch hier auf der Nordseite des Tales sehr reich an Tonalitgeschieben.

[2]) 1896, I., pag. 221.

[3]) Ich bemerke ausdrücklich, daß ich nur wenige der im folgenden aufgeführten Gesteine bereits mikroskopisch untersucht habe. Ihre Benennung trägt daher zum Teil nur einen provisorischen Charakter.

wird, so daß man dann Zweiglimmergneise vor sich zu haben glaubt. Der Gneis streicht N 65—80 O und fällt mit etwa 60° nach N ein. Er enthält Quarzlinsen und -lagen sowie Muskovitpegmatitlinsen. Die letzteren sind vielleicht nur abgequetschte Gangstücke.

Der zweite Aufschluß an der Straße besteht ebenfalls aus Gneis, aber das Streichen geht nach N 10 W bei mittlerem O-Fallen. Dann folgen gleich gerichtete, mit 60° einfallende Biotitkörnelgneise und darauf wieder mächtig entwickelte, wellig gebogene Gneise vom ersten Typus. In etwa 1 *km* Entfernung mündet von S her ein kleiner Seitenbach ein. Der S-Hang des Tales besteht dort mehrere hundert Meter hoch nur aus Grundmoräne. Der Bach hat sie freigelegt und einen großen Schuttkegel unten aufgehäuft, der den Vermiglianabach ganz nach N drängt und bei dem ersten Wolkenbruch leicht bis zu 8 *m* Höhe aufstauen könnte. Das Gefälle des Tales ist oberhalb dieses Punktes gering. Vom Kilometerstein 84·0 bis zum Stein 84·4 steigt die Straße nur etwa 26 *m*; es kommt also an der Straße auf 100 *m* horizontal nur eine Steigung von 6·5 *m*. Die Talfurche selbst steigt aber noch viel langsamer an, so daß beim Vordringen des Schuttkegels ein mehrere hundert Meter langer Stausee entstehen müßte, dessen Durchbruch für Fucine und die anderen unterhalb gelegenen Ortschaften verheerende Wirkungen ausüben würde. Es ist hohe Zeit, daß durch Verbauung und Aufforstung der betreffenden Moräne dieser Gefahr vorgebeugt wird.

Hinter dem Kilometerstein 84·2 zeigen größere Aufschlüsse von Gneis und einem eigentümlichen dunkelgrauen Schiefer N 55—90 W-Streichen und steiles N-Fallen. Gleich darauf treten quarzitische Gesteine und eigentümliche rötlichbraune Biotitlinsen, darauf Amphibolite auf, sämtlich gefaltet, aber doch im großen und ganzen steil N fallend. Es folgen dann bis zum Stein 84·4 sehr mannigfaltige Schiefertypen, teils gneisartig, teils phyllitisch, teils wieder als Amphibolite entwickelt. Aber auch quarzitische und glimmerschieferartige Gesteine treten auf. Das Fallen ist in ihnen erst steil NNO, dann wieder ONO, und zwar stellenweise ziemlich flach. Nach dem Stein 84·4 beobachtete ich N 12 W-Streichen bei flachem O-Fallen. Es folgt eine dünne Lage von weißem Serizitschiefer, sehr ähnlich den Pianagneisen, dann feinblätteriger Muskovitgneis und ein eigentümlicher phyllitähnlicher Schiefer, alle mit flachem O-Fallen. Dann aber fehlen bis Pizzano die Aufschlüsse. Hinter dem Orte zeigt der erste Aufschluß noch vor dem Stein 87·6 einen Muskovitgneis mit Pegmatitlinsen und -lagen, der N 70 O streicht und steil N fällt. Dasselbe Gestein hält mit ähnlichen Stellungen etwas an und findet sich noch vor 87·8 in Wechsellagerung mit einem zweiglimmerigen Körnelgneis. Dann folgen, anscheinend gleichfalls in konkordanter Wechsellagerung mit den anderen, ein kleinkörniger Feldspatamphibolit und ein quarzitisches Gestein. Bei der kleinen Kapelle steht der Komplex saiger und streicht N 80 W; gleich darauf aber fällt er wieder bei ähnlichem Streichen steil nach N ein. Pegmatite sind den übrigen Gesteinen sehr oft eingeschaltet. Sie erscheinen als konkordante Lagen und Linsen, sind aber wohl auch hier teils Lagergänge, teils ausgequetschte und darum annähernd parallel mit den übrigen Schiefern ausgezogene Transversalgänge. In den nun beinahe kontinuierlich die Straße begleitenden Aufschlüssen beobachtet man jetzt auch stellenweise ganz steiles S-Fallen. Nach dem Stein 88·0 setzt in den dort vertikalen und WNW streichenden Schiefern ein dunkler nur 12 *cm* mächtiger, verworfener Eruptivgang (99, XVIII. 16.) auf, der steil ONO fällt. Bei 88·8 maß ich N 80 W-Streichen, steil N-Fallen in dunkelgefärbten Zweiglimmergneisen, bei 89·0 N 85 O bei vertikaler Stellung und Biegungen nach beiden Seiten. Dann folgen in raschem Wechsel Amphibolite, Körnelgneise und Biotitgneise, daneben aber auch andere, zum Teil wieder phyllitische Schiefer. Auf der Straße endlich, die zur Zeit meines einen Besuches, unter der Chaussee zu einer Baracke unterhalb der

Befestigungen führte, stehen gleich anfangs O—W streichende, steil aufgerichtete Glimmergneise an.

Ich denke, daß diese etwas ausführliche und in den Einzelheiten natürlich ganz unwichtige Schilderung dem Leser ein klares Bild von dem fortwährenden raschen Wechsel des Gesteinsmaterials der Tonaleschiefer und ihrer geologischen Richtungen gibt. Es erhellt daraus auch, daß die nordnordwestlichen Streichrichtungen, die in der Umgebung von Fucine und, wie wir weiterhin sehen werden, östlich davon häufig sind, gegen Westen mit zunehmender Annäherung an die Tonaleverwerfung immer seltener werden.

IX. B. 2. Pizzano—Südufer des Torrente Vermigliana—Volpaja—Velòn—Malga Pecè—Cantoniera an der Tonalestraße.

(Vergl. *G*, *A* p. p., *O* 50)

Diese Wanderung liefert eine Ergänzung zu der eben beschriebenen. Hat man in Pizzano die Brücke überschritten und westlich gehend die ersten Aufschlüsse erreicht, so erkennt man einzelne Typen der normalen Tonaleschieferzone. In den Rundhöckern der Häuser von Volpaja steht ein dazu gehöriger Gneis mit N 50—55 O-Streichen und sehr steilem S-Fallen an. Eine alte Stirnmoräne zieht sich quer über das Tal und liegt auf dem rechten Ufer auf festem Gestein auf. Auf dem linken Ufer ist sie entweder von vornherein unvollständig angelegt oder nachträglich etwas zerstört. Hinter Volpaja und noch eine Strecke weit nach SW kommen vom Gehänge viel Bruchstücke von Pianagneisen vermischt mit selteneren Gesteinen der normalen Tonaleschiefer herunter. Dann bildet der Pianagneis allein das Gehänge. Bevor aber der Bach von Val Stavèl überschritten wird, findet man im Schutt schwarze graphitoidreiche Reibungsbreccien, die schon der südlich vom Pianagneis folgenden Graphitoidschieferzone angehören. Der glazial abgeschliffene Vorsprung jenseits des Stavèlbaches besteht aus N 65 O streichenden, fast stets ganz steil S fallenden, nur ausnahmsweise steil N fallenden Pianagneisen, und zwar wechsellagernden Augengneisen und gewöhnlichen Muskovitgneisen. Auf dem Wege von dort nach Velòn überschreitet man eine alte aus Tonalitblöcken bestehende Seitenmoräne. Hinter Velòn beobachtet man mehrfach am Gehänge Schutthalden von Augengneisen der Pianagneiszone; ja an einer Stelle steht der Gneis möglicherweise sogar unten am Hange, wenn auch in sehr verrutschtem Zustande, an. Dann geht es ohne Aufschlüsse bis zur Malga Pecè. Von dieser aus erkennt man, daß auf dem rechten Ufer die Augengneise offenbar bereits fehlen und daß die Phyllite der Edoloschiefer höchstens etwa 200 *m* am Gehänge in die Höhe gehen. Beim Anstieg auf der Westseite des Merlobaches[1]) beobachtete ich eine kurze Strecke weit echte und quarzitische Phyllite, an einer Stelle mit N 56 O-Streichen und steilem N-Fallen. Dann geht es über Schutt bis zur Tonalestraße hinauf. Im Bach sah ich schon ziemlich weit unten Bruchstücke der hier am Hange hinaufstreichenden Pianagneiszone.

IX. B. 3. Val Ricolonda und untere Val Stavèl.

(Vergl. *G*, *O* 50.)

Bei den Häusern, die an der Ausmündung des Canale (*G*, *O* 50) in das Haupttal stehen, liegen im Schutt viele Bruchstücke der graphitoidreichen Reibungsbreccie herum, die schon oben erwähnt wurde. Von dieser Stelle führt ein schmaler Pfad an der Westschlucht des Canaletälchens östlich der Val de Ricolonda in die Höhe. In dieser Schlucht stehen bläulichgraue

[1]) Auf *G* fälschlich „Mero"

Phyllite mit N 76 O-Streichen und ganz stellem S-Fallen an. Ich stieg von dort auf der rechten Seite der Schlucht durch Gebüsch über unaufgeschlossenes Terrain hinauf, erreichte in etwa 1360 *m* Höhe einen Weg und an diesem anstehend die schwarze Reibungsbreccie. Beim Weitergehen fand ich dann echte, N 60 O streichende, steil S fallende Quarzlagenphyllite, viele Blöcke von dünnschiefrigen Quarziten und wieder zahlreiche Aufschlusse in normalen Phylliten, einmal auch, aber nicht anstehend, ein Stückchen von Graphitoidphyllit. Es folgt tonalitreiche Moräne, Tonalitschutt; und schließlich wird der Querweg erreicht, der über den Einschnitt der Val de Ricolonda hinweg zum Baito Bunisoi (*G*) führt. Aufschlüsse fehlen leider. Bei der Hütte liegen Blöcke von flaserigem Tonalitgneis mit lang und spitz ausgezogenen Schlierenknödeln herum. Sie stammen von den unmittelbar darüber emporragenden Wänden des Croz della Luna. Offenbar steht aber in der Schlucht schon tiefer unten Tonalit an. Über dem quellenreichen Querweg bedeckt Moräne das Anstehende.

Auch in Val Stavèl sind leider die Aufschlüsse nicht günstig. Ich ging einmal auf der rechten Talseite in einiger Höhe am Hang entlang taleinwarts, fand aber fast nur Schutthalden. Immerhin ließ sich feststellen, daß sehr bald kristalline Schiefer auftreten, die nicht mehr das Gepräge der normalen Edoloschiefertypen tragen, sondern sich, wie ich bereits 1901 [1]) ausführte, im Habitus den Rendenaschiefern nahern. Indessen waren in ihnen in der Nähe des Tonalitkontakts bei der mikroskopischen Untersuchung außer sehr starken Druckwirkungen zum Teil doch auch Hornfelsstrukturen und Kontaktmineralien (zum Beispiel Andalusit) nachweisbar. Da nun auch der Tonalit in der Nähe des Kontaktes als Tonalitgneis entwickelt ist und sehr starke kataklastische Umformungen aufweist, so schloß ich schon 1901 (l. c.), daß „hier der Gebirgsdruck die ursprünglich wohl ahnlich wie in der Val Camonica ausgeprate Kontaktmetamorphose wieder verwischt oder ganz unkenntlich gemacht hat". Daß der Kontakt auch an dieser Stelle primär ist, geht daraus hervor, daß der Tonalit Einschlüsse der Schiefer enthält.

Auch beim Abstieg vom Rifugio Denza zur unteren Val Stavèl beobachtete ich im Tonalit eine Anzahl von Hornfelseinschlüssen. Leider fand ich aber auch bei diesem Abstieg auf der Westseite des Tales am Wege keine Aufschlüsse in der Kontaktregion. Erst außerhalb dieser stehen am zweiten Wege von oben gegen Velòn hin zuerst die schwarzen Reibungsbreccien an, die wir schon von der anderen Talseite kennen; dann folgt N 76 O streichender, steil S fallender Augengneis der Pianagneiszone und hält durch den ganzen Vorsprung von Velòn hindurch an, wie bereits auf pag. 142 beschrieben.

IX. B. 4. Val Palù, Val di Barco, Val Piana.

(Vergl. *G*, *O* 50.)

Leider verhinderte mich bei meinem letzten Besuche eine andauernde Regenperiode an dem mir sehr wünschenswerten Besuche der beiden erstgenannten Täler, so daß hier die Durchführung der Grenzlinien auf *G* hypothetisch ist. Immerhin ergibt sich aber aus den gleich ausführlich zu schildernden Beobachtungen in Val Piana und dem vorhergehenden Abschnitt, daß der Linienführung wohl doch ein ziemlich hohes Maß von Wahrscheinlichkeit zuzuschreiben ist.

Auf der Südseite des alten Kastells von Ossana stehen N 45 W streichende, steil NO fallende Feldspatamphibolite mit Lagen von Aplit und glimmerarmem, beziehungsweise glimmerfreiem Pegmatit an. Auf dem breiten Wege, der auf der linken Seite des Pianabaches in die Höhe

[1]) 1901, pag. 172.

führt, findet man erst in etwa 1140 *m* den ersten Aufschluß, und zwar von turmalinführendem Muskovitpegmatit und steil ONO bis O fallendem Biotitgneis. Von da geht es ohne Aufschlüsse bis zu der zweiten Brücke im Tale. Dort stieg ich schräg bis zu einem Horizontalweg in die Höhe und erreichte, etwas südwärts absteigend, eine Schutthalde, die aus Muskovitglimmerschiefer, zweiglimmerigen Gneisen und Muskovitgneisen besteht. In etwa 1370 *m* Höhe steht dort O—W streichender, 45° S fallender Muskovitquarzit und dicht daneben konkordant ein sehr glimmerreicher Glimmerschiefer oder Gneis an. Weiterhin fand ich im Schutt Zweiglimmergneise und Muskovitgneise. Dann gelangte ich zu einer Runse, die unten kein Wasser führt. In ihr fand ich neben seltenen Bruchstücken von dunklen Schiefern zum erstenmal zahlreiche Bruchstücke der charakteristischen, durch mechanische Deformation aus Pegmatiten entstandenen Augengneise des Tales. Ich stieg in der Runse bis zu einem kleinen Horizontalweg in etwa 1410 *m* Höhe empor und fand an ihm Stücke von Feldspatamphibolit und noch etwa 10 *m* darüber Aufschlüsse in N 85 W streichenden, ganz steil N fallenden dunklen Schiefern, die in so hohem Maße deformiert sind, daß sie wie Tonschiefer, beziehungsweise wie Grauwacken ausseben. Ihre ursprüngliche Beschaffenheit ist mir unbekannt. Da sie weiterhin an dem Wege noch stellenweise größere Glimmerblätter führen, so vermute ich, daß sie durch Deformation aus normalen Typen von Tonaleschiefern hervorgegangen sind. Dicht neben dem Weg setzt in ihnen ein etwa 1 *dm* breiter Gang von stark gequetschtem Pegmatit auf, der die Schieferung unter spitzem Winkel schneidet. Taleinwärts weitergehend findet man dann an dem Wege bald hinter der Runse den Augengneis anstehend. Er streicht ungefähr ONO, fällt mit 85—90° nach N ein und enthält eine große Quarzader. Er hält nun bis beinahe zu der auf *G* und besonders auf *O* 50 erkennbaren Runse etwas südlich des Namens „Mga. del Dosso" an und ist wiederholt gut aufgeschlossen. Weiterhin maß ich in ihm N 70 O bei ganz steilem N-Fallen. Es sind Augengneise mit großen Feldspataugen in allen möglichen Übergängen bis zu ganz dünnschiefrigen Serizitgneisen, zum Teil sehr genau den Typen von Velòn am Ausgange der Val Stavèl entsprechend. Die dünnschiefrigen Varietäten stellen das Endprodukt der Zerquetschung des Pegmatites dar. In der erwähnten Runse und schon unmittelbar vorher steht eine schwarze, graphitoidreiche Reibungsbreccie an, offenbar nichts anderes als die ganz zerdrückte Graphitoidschieferzone der Edoloschiefer. Es folgt ein tiefer Einschnitt im Gehänge oberhalb der Malga Pece und in ihm Felsen von etwas verbogenen Phylliten und Quarziten in senkrechter Stellung bei N 65 O-Streichen. Die Gesteine zeigen makroskopisch und mikroskopisch keine sicheren Spuren einer Kontaktmetamorphose. Geht man von dem auf *G* eingezeichneten Wege, der bei der Malga im Zickzack in die Höhe führt, weiter nach Süden oben am Gehänge entlang, so halten Phyllite und Quarzite mit dem unverkennbaren Gepräge der Edoloschiefer an. Es treten in ihnen wiederholt die echten Graphitoidquarzite und Phyllite der oberen Val Camonica auf. Kurzum es kann kein Zweifel darüber bestehen, daß hier noch immer die Fortsetzung der Edoloschieferzone vorliegt. Genau über der Malga Pece streichen sie N 55 O und fallen mit etwa 80° nach N ein. Sie sind allerdings stark gefaltet, aber dabei gern so stark seitlich komprimiert, daß die Faltenschenkel annähernd parallel gestellt sind. An einem kleinen Bach schon südlich der Malga finden sich in den Phyllitfelsen sogar auch die in der Val Camonica so häufigen Vitriolausblühungen. Die Gesteine streichen dort O bei steilem S-Fallen. Gleich darauf folgen aber wieder Quarzite mit N 60 O-Streichen und steilem N-Fallen. Endlich erreicht man eine tiefeingeschnittene Runse, an der ein Pfad im Zickzack in die Höhe führt, um dann in etwa 1500 *m* Höhe horizontal darüber wegzugehen. Schon vor der Runse steht Tonalitgneis an, dessen Schieferung N 70—80 O streicht uud sehr steil nach N fällt. Er umschließt Bruchstücke der Schiefer und

entsendet Apophysen, zum Teil von nur 1½—2 *dm* Dicke, in sie, und zwar gern parallel der Schieferung hinein. Er enthält auch ganz flach blattartig ausgezogene Schlierenknödel und wird an einer Stelle von einem Aplitgang durchsetzt. Es ist nun für die Frage nach der Entstehung der Schieferung des Tonalitgneises wichtig, daß der Aplit auch geschiefert ist, und zwar parallel zur Schieferung des Tonalitgneises. Dabei schneidet er diese in spitzem Winkel. Die Schieferung ist daher in beiden durch Gebirgsdruck erst nach der vollendeten Erstarrung des Aplites entstanden. Eine Protoklase [1]) ist hier ausgeschlossen.

Die Schiefer sind stellenweise etwas verstürzt. Im großen und ganzen streichen sie aber ONO bis O und fallen ganz steil nach N ein. Sie zeigen zum Teil in ihren Strukturen und Mineralien (Andalusit) noch deutliche mikroskopische Spuren der Kontaktmetamorphose, sind aber auch hier, wie in Val Stavèl, offenbar nachträglich durch Druck stark umgewandelt. Makroskopisch haben sie meist keine erkennbaren Hornfelscharaktere.

Von diesem Punkte aus sieht man sehr deutlich schon aus der Ferne, daß die Tonalitgrenze auf der rechten Talseite ein ganzes Stück weiter nach Norden liegt. Ob das auf Verwerfung oder auf primär unregelmäßiger Form der Kontaktfläche beruht, ist mir unbekannt. Steigt man nach Malga Pece hinunter und drüben am Gehänge in die Höhe, so findet man genau dieselben Verhältnisse wieder, aber in schlechteren Aufschlüssen. Zuerst sah ich feinflaserigen, sehr schiefrigen Tonalitgneis; dann fand ich am Gehänge Bruchstücke von kristallinen Schiefern, die wahrscheinlich auch in die Kategorie der gequetschten Hornfelse gehören, darauf gewöhnliche Phyllite und Quarzite mit Einlagerungen (?) von Amphiboliten, darauf in einer Runse am Waldrande Graphitoidphyllite und endlich anstehend die typischen Augengneise der Tonaleschiefer. Die Augengneise streichen etwa N 65—70 O und stehen vertikal. Von da an ging ich über Schutt zum Talausgang und beobachtete in Bruchstücken, die sicher vom Anstehenden herrühren, die typischen Muskovitpegmatite der Tonaleschiefer mit den großen Muskovitblättern, normale Muskovitgneise und Feldspatamphibolite. Zweifelhafter Herkunft ist ein gleichfalls dort gefundenes Bruchstück von schwarzem, graphitoidreichem Schiefer. Gegen den Talausgang hin stellt sich unten am Bach eine etwa 20 *m* über dem jetzigen Bachniveau liegende ebene Terrasse ein, die wohl einer alten Seebeckenausfüllung entspricht. Sie ist auf dem rechten Ufer sehr schön, auf dem linken schwächer entwickelt. Auf dem rechten Ufer ist auch noch der mit Glazialschutt bedeckte Felsriegel erhalten.

IX. B. 5. Fucine—Südhang der Val di Sole—Torrente Ossaja—Mezzana.

(Vergl. *G* und *O* 50.)

Bei der auf *G* eingezeichneten Säge am Bache der Val Piana südöstlich Ossana stehen dunkle Quarzite mit N-Streichen und steilem O-Fallen an. Von da führt ein Weg etwa 100 *m* über dem Tal nach O am Hange entlang. An ihm folgen gleich darauf Zweiglimmergneise mit großen Quarzlinsen, zum Teil granatführend, deren Streichen ganz wenig nach O von N abweicht und die gleichfalls steil nach O fallen. Es folgen N 15—20 O streichende, steil O fallende Granulite und noch eine ganze Reihe gut aufgeschlossener sehr wechselvoller Schiefertypen der Tonaleschiefergruppe, in buntem Wechsel Gneise, Edolite, Granulite und andere Gesteine entblößend Das Streichen bleibt fast stets etwa N 5 O, das Fallen steil östlich, während, wie wir schon in Val Piana sahen, gegen die Tonalelinie hin die Schieferungs-, beziehungsweise Schichtflächen aller Gesteine sich dieser Verwerfung anpassen. Sowohl die Gesteine wie ihre Stellungen halten genau in

[1]) Weinschenk würde dafür Piëzokristallisation sagen.

derselben Weise auch nach Val Fazzon an. Der Bach dieses Tales bringt übrigens hauptsächlich Tonalit mit, so daß die Grenze dort nicht sehr weit nach S liegen dürfte.

Nach einiger Zeit erreicht man eine Runse, in der nur Amphibolit, und zwar hauptsächlich Feldspatamphibolit von oben herunterkommt. Es folgt ungefähr gegenüber Termenago ein Tälchen, in dem Amphibolit in einem isolierten Aufschluß mit N 40 W-Streichen und steilem O-Fallen ansteht. Der Bach bringt auch hier außer dem Amphibolit nur Tonalit und Tonalitgneis herunter. In der nächsten kleinen Schlucht besteht der Schutt fast ganz aus Tonalit, daneben nur noch aus wenig Amphibolit und vereinzelten Stücken eines Gesteines, daß den Habitus eines schiefrigen Hornfelses hat. Der Tonalit ist meist sehr flaserig. In einem Block, den die beistehende Skizze darstellt, sind die Schlierenknödel sämtlich sehr flach ausgezogen und parallel gestellt, die großen Hornblenden des Gesteins aber nicht zerquetscht, so daß man hier den Eindruck erhält, als ob die Ausziehung und Parallelstellung der Schlierenknödel lediglich eine Fluidalstruktur sei. Der abgebildete Gang von saurem, aplitischem Tonalit geht der Verflößungsrichtung parallel.

Fig. 41.

Block gegenüber Termenago.
T = Tonalit. — A = aplitischer Tonalit. — S = Schlierenknödel.

Man sieht von hier aus recht gut, daß die Schiefer auch am anderen Abhange der Val di Sole, südöstlich von Castello, ungefähr N. und zwar anscheinend mit einer kleinen Abweichung nach W streichen und mit etwa 60° nach O fallen dürften.

Steigt man auf dem Schuttkegel des Ossajabaches in die Höhe, so trifft man auf dem rechten Ufer einen Aufschluß von Feldspatamphibolit mit N 30 O-Streichen in vertikaler Stellung und dasselbe Gestein etwas höher auf dem linken Ufer mit gleichem Streichen, aber ganz steilem O-Fallen. Im Bache sah ich unten auch Bruchstücke von Gneisen; doch ist es zweifelhaft, ob sie nicht aus Moränen stammen. Es folgen dann nach oben noch mehrfach Aufschlüsse von Feldspatamphiboliten. In etwa 1105 *m* Höhe aber liegen neben Bruchstücken von Gneisen und dichten, nicht näher untersuchten Gesteinen massenhaft eckige Trümmer von Serpentin mit großen Bastiteinsprenglingen herum. Und dieser Serpentin findet sich dort auch zusammen mit Amphiboliten anstehend; ja, es ist stellenweise auch noch sein Urgestein, ein Bronzitolivinfels (Harzburgit), erhalten.

Leider wurde ich an dieser Stelle durch Unwetter und Dunkelheit an weiteren Untersuchungen verhindert und habe daher alles, was auf der Karte über der Serpentinmasse liegt, nur vermutungsweise einzeichnen können.

IX. B. 6. Val Marilleva—Malga di Piano—Malga Prefaë—Mezzana.

(Vergl. *G* und *O* 50.)

Vom Lago di Malghetto (südöstlich des Ometto auf *G*) ging ich über den niedrigsten Kammeinschnitt westlich des Monte Vigo hinüber nach Val Marilleva, dort hinunter zur gleichnamigen

Malga und den Weg entlang zur Malga di Piano und Prefaë. Dort wandte ich mich nach SW zu der Schlucht, in welcher der aus Val Leores herunterkommende Weg den von Prefaë erreicht und ging dann talauswärts über den Schuttkegel der Schlucht hinweg zum Noce und nach Mezzana.

Auf diesem ganzen Wege fand ich von der Wasserscheide gegen den Lago di Malghetto bis zur Schlucht westlich von Prefaë immer nur Hornblendetonalit anstehend und als Schutt, und zwar fast immer in deutlich flaserigen Varietäten. An der Stelle, wo der Leoresweg mit dem Prefaëweg in der Schlucht zusammenstößt, kommt von links oben eine ganz aus Tonalit bestehende Schutthalde herunter. Obwohl die Blöcke zum Teil ziemlich stark gerundet sind, glaube ich doch, daß sie von anstehenden Felsen herrühren. Von da an geht es immer über Schutt oder Moräne bis nach Mezzana. Von diesem Orte aus erkennt man, daß auch Val Leores in seinen unteren Teilen kaum Aufschlüsse enthalten dürfte, da das ganze Terrain am S-Ufer des Noce bis nach Dimaro hin oft bis hoch hinauf von Grundmoräne bedeckt ist.

X. Randzone der Presanella-Ostseite von Dimaro bis Pinzolo.

X. 1. Dimaro—Madonna di Campiglio.

(Vergl. *G*, *O* 50, *O* 25, Pfeiffers Karte von Campiglio p. p. und Blatt Cles der österreichischen geologischen Karte.

Die Aufschlüsse von kristallinen Schiefern zwischen Mastellina und Dimaro habe ich nicht selbst besucht; sie sind lediglich nach Blatt Cles der geologischen Aufnahme der k. k. Reichsanstalt, also nach den Aufnahmen von Vacek und Hammer eingezeichnet. Auf der neuen Straße geht es eine geraume Zeit lang ohne Unterbrechung über mächtige, weithin sich ausdehnende Grundmoränenmassen des Sulzberges, die stets reich an Tonalitblöcken sind. Erst an der aus *G* ersichtlichen Stelle, wo die Straße am Ostgehange des Malghetto alto ihre längste gerade Strecke hat, erreicht man älteres Gebirge. Es sind schwarze bis schwarzgraue Kalksteine mit Zwischenlagen von Mergeln. Bänke, die mehrere Zentimeter, ja stellenweise 3—4 *dm* mächtig sind, wechsellagern mit dünneren. Der Habitus erinnert an den unteren Muschelkalk und die Raibler Schichten der Val Camonica bei Breno. Einzelne der Kalksteinbänke sind aber als Lumachellen entwickelt. Sie bestehen vollständig aus Schalentrümmern von Muscheln oder Brachiopoden, beziehungsweise beiden, eine Entwicklung wie sie mir aus den aufgeführten Triashorizonten der Adamellogruppe nicht bekannt ist. Leider war es mir zur Zeit meiner Besuche des Punktes infolge der großen Frische der Anbrüche noch nicht möglich, herausgewitterte und bestimmbare Versteinerungen zu bekommen. Ich bemerke noch, daß die Kalksteine mit Salzsäure lebhaft, die Mergelzwischenlagen teils lebhaft teils, wo sie verwittert sind, wenigstens schwach brausen. Die Gesteine sind zum Teil recht ebenflächig entwickelt, an einigen Stellen aber auch mehr flaserig gebogen. Die Schichten fallen mit etwa 15° nach NO, weiter südlich aber schließlich ganz flach nach SSO ein.

Auf Vaceks Karte ist die betreffende Stelle als Hauptdolomit bezeichnet. Er dürfte sie demnach wohl als die von ihm in seiner Arbeit über die Brentagruppe [1]) beschriebenen dunklen Mergel und Kalke an der Basis des Hauptdolomites angesehen haben. Mir selbst sind die betreffenden Bildungen ebenso wie das Rhät der Brentagruppe nicht genügend bekannt; und ich würde es nicht wagen eine Entscheidung zwischen ihnen ohne bestimmbare Versteinerungen lediglich auf Grund der vorliegenden petrographischen Beschreibungen zu treffen. Aus diesem Grunde habe ich sie auf meiner Karte ebenso wie Vacek als Hauptdolomit eingetragen. Ebenso ist auch die nörd

[1]) 1898, pag. 206

19*

liche und östliche Begrenzung der Tonalit- und Hauptdolomitmasse des Malghetto alto Vacek Karte entnommen. Was ich dort aus eigener Anschauung kenne, wird weiterhin beschrieben werden.

Die Straße fährt sehr rasch wieder aus den Aufschlüssen heraus und in die Moräne hinein. Noch bevor man den ostwestlichen Teil des Meledriolaufes erreicht, findet man in der Moräne große Blöcke einer verfestigten Breccie, die ganz aus Kalkstein besteht und keinen Tonalit enthält, obwohl sonst kolossal viel Tonalit in der Moräne vorhanden ist. Es handelt sich offenbar um eine mesozoische, aus der Brentagruppe stammende Breccie, wie sie von Vacek aus dem Lias[1]) und aus dem Muschelkalk[2]) der Gegend beschrieben wurden, nach der petrographischen Beschaffenheit vermutlich um Lias.

Die Straßenmauern bestehen fast ganz aus prachtvoll flaserigem Tonalitgneis mit parallel angeordneten und oft spitz ausgezogenen Schlierenknödeln. Nicht sehr weit von der Paßhöhe treten noch einmal Blöcke der Kalkbreccie auf.

Der alte Weg von Dimaro unten durch das Tal und über S. Brigida von neuem zum Meledrio ist schon von Lepsius[3]) beschrieben worden. Ich habe ihn begangen, habe aber die dort auftretenden obertriadischen und diluvialen Bildungen, da sie rein geologisch zur Brentagruppe gehören, nicht näher untersucht und die Aufschlüsse am linken Ufer des Meledrio nach Vaceks Karte übertragen ohne das Rhät vom Hauptdolomit zu trennen. Ich bemerke nur, daß die Schichten im Brigidaberge im großen und ganzen mit flachen Neigungen nach NNO fallen, also ebenso orientiert sind, wie nach Lepsius die Formationen des ganzen Sasso alto-Kammes.

Wichtiger sind die Ergebnisse, die ich bei einem anderen Besuche erhielt, als ich von den Kalkstein-Anbrüchen an der neuen Straße schräg zur Malga di Presson und von dort auf den Monte Vigo stieg. Bei der Sennhütte beobachtete ich vielfach Serpentinbruchstücke in der Moräne. Sie stammen zweifellos aus den Serpentinmassen des Sulzberges und beweisen, daß der Sulzberggletscher durch das Meledriotal nach Süden vordrang. Ich ging von dort zu dem markierten alten Weg nach Campiglio und dann noch vor der auf *G* erkennbaren Runse zwischen Presson und Fulgarida in die Höhe[4]). Oben stehen graue Kalksteine mit dunkelgrau gefärbten Hornsteinlagen und -knauern an. Sie fallen anscheinend flach in östlichen Richtungen ein. Geht man auf einem ziemlich großen Wege oberhalb der alten Straße über das Runsentälchen nach Süden hinweg, so trifft man von neuem viele Aufschlüsse in ihnen. Die Schichten fallen dort sicher flach in östlichen Richtungen, an einer Stelle unzweifelhaft nach ONO ein und halten beim Anstieg längs des Hanges bis zu einer Höhe von etwa 1750 *m* an. Nach den Schilderungen, welche Lepsius und Vacek von dem Gesteinsmaterial der Brentagruppe gegeben haben, nach meiner eigenen Kenntnis von dem Mesozoikum Judikariens und des Iseosees und bei den Mächtigkeitsverhältnissen muß ich diese Bildungen für Lias erklären, obwohl ich keine Versteinerungen darin gefunden habe. Sie sind Vacek wohl entgangen, da er auf seiner Karte am Malghetto alto nur Hauptdolomit einzeichnet. Ihre Deutung als Lias macht es aber anderseits wieder sehr wahrscheinlich, daß die schwarzen Kalke und Mergel,

[1]) L. c. pag. 211 und 212.

[2]) Über die geologischen Verhältnisse des Nonsberges. Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanstalt 1894, pag. 436, und l. c. pag 205.

[3]) 1878, pag 192.

[4]) Nachträglich sind mir Zweifel darüber aufgestiegen, ob ich nicht statt in Presson in Fulgarida war und ob sich meine Angaben dann nicht auf das Tälchen südlich von Fulgarida beziehen. Ich hatte bei meinem Besuche nur die Karte in 1 : 50.000 zur Verfügung. Die neue Straße war auf dieser damals nur zum Teil eingezeichnet, so daß ich Verwechslungen nicht ausschließen kann.

die etwa 270 *m* tiefer als der erste Liasaufschluß unten an der Chaussee anstehen, nicht zum untersten Hauptdolomit gehören, sondern als Rhät aufzufassen sind. Für die Annahme von Brüchen parallel zum Gehänge zwischen der Straße und dem Lias sehe ich vorläufig wenigstens keinen Grund.

Auf *G* sind die nur an dieser Stelle des Kartengebietes auftretenden mesozoischen Bildungen von jüngerem Alter als der Hauptdolomit nicht von diesem getrennt worden. Steigt man von dem letzten Liasaufschluß noch 75 *m* weiter in die Höhe, so trifft man den ersten Aufschluß von Tonalit an. Es ist aber kein normales Gestein, sondern ein ausgesprochenes Zerreibungsprodukt von schiefriger Struktur, nicht einmal dem gewöhnlichen Tonalitgneis mehr ähnlich. Erst unter dem Mikroskop gelang mir der Nachweis von Hornblenderesten. Der Biotit ist vollständig zu Chlorit zersetzt; von den beiden hellen Gemengteilen hat sich, wie stets in solchen Fällen, der Feldspat besser gehalten als der stellenweise ganz zerriebene Quarz. Diese Beschaffenheit sowie der gänzliche Mangel einer Kontaktmetamorphose in den Lias- und Rhätablagerungen zeigen deutlich, daß hier ein Sekundärkontakt vorliegt. Zwischen dem Lias und dem zerriebenen Tonalit geht der Judikarienbruch durch, und zwar, wie ich schon 1901 mitteilte[1], in erheblicher Höhe über der Talfurche, obwohl doch diese hier unbedingt in ihrer Anlage auf den Bruch zurückzuführen ist. Die Höhen sind: Talfurche etwa 1200 *m*, Verwerfung ungefähr zwischen 1750 und 1825 *m*, Kamm des Berges 2100 *m*. Ich wandte mich nun am Osthang des Monte Vigo etwa 1—200 *m* unter dem Gipfel nach Süden. Dort steht überall ein etwas deutlicher als Tonalitgneis erkennbares, aber gleichfalls kataklastisch sehr stark zerriebenes, schön geschiefertes Gestein an, das gegen oben frischer wird und allmählich den normalen Charakter der Tonalitgneise annimmt. Ich ging dann um den Hang des Berges herum und fand beim „Casinel" bereits den normalen flaserigen Hornblendetonalit, in den die Gneise des Bruchrandes also offenbar ganz allmählich übergehen.

X. 2. Campiglio Paßhöhe.

(Vergl. *G*, *O* 50, *O* 25 und Pfeiffers Karte von Campiglio = *Pf*.)

Schon 1901 (pag. 177) berichtete ich über die geologischen Verhältnisse von Campiglio. Dort zieht der Judikarienbruch „unter den Gebäuden des Grand Hotel des Alpes hindurch: Denn wenn man von dort auf dem alten Karrenweg rechts von dem Gasthause Dante Alighieri nach Norden geht, so findet man unmittelbar neben diesem durch den Weg aufgeschlossene Schiefer, die von granitischen und aplitischen Adern durchzogen sind, N 4 W streichen und steil nach O fallen. Gleich darauf aber, wo der Berg nach O umbiegt, folgen Aufschlüsse in N 15 O streichenden, mit mäßiger Neigung O fallenden, tonigen Kalksteinen von hell-, beziehungsweise dunkelgrauer Farbe, die bereits zur Brentagruppe gehören. Auch an der neuerbauten Fahrstraße nach Dimaro stehen unter der Paßhöhe gegen Campiglio hin stark zerrüttete und zerbröckelte hellgraue Kalksteinmassen an, die gleichfalls tektonisch zur Brentagruppe gerechnet werden müssen." Ich habe diesen Bemerkungen hinzuzufügen, daß die betreffenden kristallinen Schiefer ziemlich dichte Struktur haben und makroskopisch hornfelsartig aussehen. Mikroskopisch habe ich sie noch nicht untersuchen können. Das granitische Gestein ist jedenfalls ein Quarzglimmerdiorit und offenbar eine Apophyse größerer unter dem Diluvium verborgener Massen, wie sie durch Lepsius zuerst aus dem Meledriotal beschrieben worden sind. Geht man übrigens von dem angegebenen Karrenweg den sogenannten Elviraweg (*Pf*) hinauf zur neuen Straße, so trifft man kurz unterhalb dieser glazial abgeschliffene, flache Rund-

[1] Pag. 177.

höcker, die gleichfalls aus kristallinen Schiefern mit Dioritintrusionen bestehen. An der Straße folgen dann aber wenig östlich dieser Stelle die ersten Aufschlüsse in den zerrütteten und zerbröckelten hellgrauen, mit Salzsäure brausenden Kalksteinen.

Vacek[1]) gibt an, daß der „mergelig-kalkige Zwischenhorizont" an der Basis des Hauptdolomites „mit diesem durch allmähliche Übergänge und Wechsellagerungen verbunden ist" und in „der Gegend von Mda. die Campiglio in dem Wasserrisse hinter der Kirche und ebenso entlang dem Fahrwege gegen Campo Carlo Magno sehr gut aufgeschlossen ist". Offenbar bezieht sich diese Angabe auf die von mir beobachteten Kalksteinaufschlüsse an der Straße, vielleicht auch auf die Aufschlüsse am Karrenweg. An der Straße beobachtete ich übrigens noch oberhalb der Aufschlüsse gegen die Paßhöhe des Campo Blöcke einer Breccie, die aus scharfkantigen Bruckstücken von schwarzem Kalk besteht und durch helleren Kalk verkittet ist. Geht man vom Campo durch die Schlucht nach Campiglio hinunter, so findet man dort stark zerrütteten Kalkstein mit einzelnen brecciösen Bänken.

Es ist nicht möglich sich in dem Gewirr von neuangelegten Wegen bei Campiglio allein mit *O* 50 zurechtzufinden. Leider lernte ich erst bei meinem letzten Besuche die Pfeiffersche Spezialkarte der Umgebung von Campiglio im Maßstab von 1 : 25.000 kennen. Mit ihr wird es sehr leicht sein die verstreuten isolierten Aufschlüsse, die bei Campiglio aus der Diluvialdecke herausragen, topographisch festzulegen und zu einem einheitlichen Bilde zu vereinigen. Immerhin läßt sich auch so sagen, daß die Judikarienverwerfung in Campiglio unter dem großen Hotel hindurch quer über den alten Karrenweg etwa zum Wiesenweg westlich der neuen Straße streicht und daß an ihr die stark zerrütteten Schichten der Basis des Hauptdolomites (? Raibler Schichten) gegen kristalline Schiefer mit Dioritintrusionen stoßen.

X. 3. Campo Carlo Magno—Malga Siledria—Malga Malghetta—Lago di Malghetto.

(Vergl. *G*. *O* 50, *O* 25 und *Pf*.)

Von der neuen Straße führt nördlich der Casa Righi (*Pf*) ein Weg über Moräne zur Malga Siledria (großes Stallgebäude mit zwei Hütten). Ganz nahe dabei in wohl ungefähr nordwestlicher Richtung beobachtete ich Felsvorsprünge über zwei Hütten; und auch diese aus dem Diluvium und Waldboden hervorragenden Felsen bestehen aus hornfelsähnlichen, dichten kristallinen Schiefern, ähnlich denen von Campiglio. Ich ging dann wieder nach NO hinunter zu dem oberen Weg, der nach den Sennhütten im oberen Meledriotal führt. Unterwegs sah ich viele Bruchstücke von kristallinen Schiefern, Tonalit und einem Quarzglimmerdiorit vom Typus des Sabbionediorites. Die Moräne schien mir viel Material aus dem Sulzberg zu enthalten. Nicht sehr weit von der Stelle, wo der Weg ins Meledriotal einbiegt, aber noch in der nördlich gerichteten Strecke ist wieder ein schlechter Aufschluß in den offenbar zu der Rendenagruppe gehörigen kristallinen Schiefern. Dann liegt auffallig viel Sabbionediorit lose herum, ohne daß die Vegetation Aufschlüsse erkennen läßt; und endlich erreicht man die auf dem rechten Ufer gelegenen beiden „Casine Fagogne" (*Pf*). In dem auf *O* 50 und *Pf* deutlichen, SW gerichteten ersten Tälchen unmittelbar vor diesen Hütten steht auf beiden Ufern der Diorit an. Er ist so von Klüften durchzogen, daß es kaum möglich ist ein größeres Stück mit frischem Bruch zu bekommen. Es ist aber zweifellos ein vom Tonalit völlig verschiedenes

[1]) 1898. l. c. pag. 206—207.

Gestein, das in seinem Typus[1]) so gut mit dem Sabbionediorit übereinstimmt, daß ich es auf *G* mit derselben Signatur eingetragen habe. Es ist, wie ich schon 1901, pag. 180 ausführte, der von Lepsius entdeckte „grobkörnige Granit", der „gänzlich verschieden von dem Tonalit hier einen Stock oder mächtigen Gang im Gneise bildet". Er nannte das Tal auf Grund seiner Karte in 1 : 144.000 „Val Nambin", die Sennhütte „Malga Mondifra". Die bei Campiglio beobachteten Intrusionen der Schiefer rühren offenbar von dieser hier unter dem Diluvium wohl ziemlich ausgedehnten Masse her. In der nächsten, mehr nach W gelegenen Runse sah ich im Schutt noch immer den Sabbionediorit, aber schon wesentlich größere Mengen von Tonalit. In dem darauf gegen Westen folgenden unbedeutenden kleinen Bach kommt überhaupt nur noch Tonalit herunter. Die Grenze muß also wenig westlich der Casine Fagogne verlaufen. Sie fällt ziemlich genau mit der Stelle zusammen, an der der Gebirgskamm steiler ansteigt. Auf *G* wäre wohl richtiger der Diorit unmittelbar am Tonalit abstoßend gezeichnet worden. Der Tonalit ist nahe der Grenze hochgradig zermalmt und geschiefert, sehr ähnlich wie am Osthange des Monte Vigo (vergl. pag. 149). Übergänge zwischen ihm und dem Sabbionediorit sind entschieden nicht vorhanden. Alles deutet auf Verwerfungskontakt. Es ist nicht wunderbar, daß die ersten Erforscher der Adamellogruppe diese Zermalmungsprodukte des Tonalites als selbständige Gneise auffaßten.

Im Meledrio fand ich beim Übergange von den Casine Fagogne zur Malghetta nur Tonalittrümmer. Daneben aber ein etwa kubikdezimetergroßes Stück von schneeweißem ganz grobkörnigem Marmor mit Silikaten. Sein Ursprung ist mir unklar. Vielleicht stammt es aus der Moräne und ist vom Sulzberg herübertransportiert. Die Tonalitstücke bestehen fast alle aus typisch entwickeltem flaserigem Tonalitgneis mit ausgezogenen Schlierenknödeln.

Ich stieg auf dem linken Ufer des Seeauslaufes und von dort zu dem niedrigsten Einschnitt im Kamme westlich des Monte Vigo empor. Das Gestein ist überall flaseriger Tonalitgneis, der aber nicht annähernd den Grad der Kataklase aufweist wie unmittelbar an der Grenze gegen den Diorit von Casine Fagogne oder den Lias des Monte Vigo. Beim Aufstieg zum See sah ich einen Aplitgang im Tonalitgneis die Flaserung schräg unter spitzem Winkel durchschneiden. Die Flaserung des Gneises selbst fällt mit mittlerer Neigung nach NNW ein.

X. 4. Campiglio—Lago di Nambino.

(Vergl. *G*, *O* 50, *O* 25, *Tf*.)

Ich besuchte dies auf der alten Karte *O* 75 als Val di Lambin bezeichnete Tal nur einmal im Jahre 1891, als es mir darauf ankam, festzustellen, ob wirklich, wie behauptet worden war, eine scharfe Grenze zwischen Tonalitgneis und Tonalit gezogen werden könne. Beim Aufstieg ist zunächst alles von Gletscherschutt verdeckt. Aus den ersten Runsen der linken Talseite kommen bereits die flaserigen Tonalite = Tonalitgneis herunter und halten bis zum Aufstieg zum See an. Am Lago di Nambino hat der Tonalit nur noch teilweise etwas flaserige Struktur. Irgendeine scharfe Grenze zwischen den flaserigen und nicht flaserigen Varietäten ist natürlich nicht vorhanden.

X. 5. Campiglio—Pinzolo.

(Vergl. *G*, *A*, *Tf*, *O* 50, *O* 25.)

Westlich und südwestlich vom Campiglio ziehen sich mächtige Grundmoränenmassen hoch am Gehänge hinauf, während im Osten am Spinale Aufschlüsse schon sehr tief am Gehänge auf-

[1]) Makroskopisch. — Mikroskopisch habe ich es noch nicht untersuchen können. Früher führte auch ich es ebenso wie das Gestein von Sabbione als „Granit" auf.

treten. Auch in der Schlucht des Baches südlich von Campiglio sind überall die von Vacek[1]) beschriebenen, von mir nicht untersuchten Hauptdolomitschichten der Brentagruppe angeschnitten Die mir nicht aus eigener Anschauung bekannten älteren Bildungen, die nach Vacek weiter südwärts am Zusammenflusse der verschiedenen Talbäche bei Fogojard auftreten, habe ich auf der Karte vernachlässigt.

An der Straße sah ich in der Moräne Blöcke von Hauptdolomit mit Gyroporellen, beziehungsweise Megalodonten.

An der auf *G* ersichtlichen Stelle nördlich des *g* von Fogojard passiert die Straße ein Tälchen, in dem oberhalb auf beiden Seiten mächtige ungeschichtete Massen von Kalkbreccie anstehen[2]). Große und kleine Trümmer, sehr häufig von nur wenigen Zentimetern im Durchmesser, hellgrau, mit Salzsäure lebhaft brausend, versteinerungsfrei, sind zu einem festen Gestein verkittet. Die Masse enthält viele Höhlungen. Da mir derartige Gesteine aus dem Hauptdolomit nicht bekannt sind, so habe ich sie auf *G* mit der Signatur des Esinokalkes angelegt. Man erkennt von dieser Stelle sehr schön, daß zu beiden Seiten der unteren Vallagola Kalksteine anstehen, daß also der Judikarienbruch westlich des Tales verläuft.

An der Straße folgt wieder Moräne. Dann aber tauchen in den aus *G* ersichtlichen Stellen Aufschlüsse von Rendenaschiefern mit Aplitgängen unter dem Diluvium auf[3]). Das Streichen der Schiefer ist oft nicht erkennbar. An einer Stelle war es aber deutlich ONO bei steilem SO-Fallen. Steigt man in der Runse westlich des „*P*“ von Palu (auf *G*) in die Höhe, so trifft man zusammenhängende Aufschlüsse in typischen Rendenaschiefern, und zwar hauptsächlich Glimmerschiefern. Das Streichen ist vorherrscheud ONO, das Fallen wechselnd, aber im ganzen mit mittleren Neigungen nach S gerichtet. Weiter oben fehlen eine Zeitlang Aufschlüsse, aber in 1450 *m* Höhe steht ganz vergruster und zertrümmerter Tonalitgneis an. Zwischen dieser Stelle und den Hütten von Milenia durchfurcheu vier größere Runsen das Gehänge. In der zweiten fand ich in 1475 *m* Höhe nur Tonalitschutt, in der letzten aber in etwa 1410—1430 *m* Höhe anstehende Rendenaschiefer (Glimmerschiefer); und vermutlich stehen diese auch bereits in der vorletzten Runse in gleicher Höhe an. Sonst aber ist die Gesteinsoberfläche meist von Moräne bedeckt. Östlich der letzten Runse erreichte ich auf dem deutlich vorspringenden Rücken neue Rendenaschieferaufschlusse und schließlich den nach Milenia hinaufführenden Weg. Ich ging von da auf einem auf *O* 25 und *Pf* eingezeichneten schmalen Horizontalpfad in ONO-Richtung gegen Paluave hin. Auch dort stehen sehr bald in einem schmalen Bachriß in etwa 1470 *m* Höhe Rendenaschiefer an; und ebenso trifft man diese in der größeren Runse unmittelbar vor Paluave in ungefähr 1485 *m* Höhe aufgeschlossen. Es sind die typischen Rendenaschiefer mit nicht gerade sehr häufigen kurzen Quarzlinsen. Das Aussehen von Hornfelsen, wie es die Rendenaschiefer in den westlichen Seitentälern der Val Rendena in so großer Tonalitnähe haben, besitzen diese Gesteine entschieden nicht. Vom obersten Haus von Paluave stieg ich schräg am Gehänge bis zu dem sogenannten, nur auf *Pf* eingetragenen neuen Panoramaweg empor, fand aber weder bei dem Aufstieg noch auf diesem Weg selbst bis dicht vor Campiglio irgendwelche Aufschlüsse. Eine dichte Grundmoränendecke verhüllt selbst an den steilsten Hängen und in den Wasserrissen den Untergrund. Erst unmittelbar vor Campiglio, und zwar bevor man sich gegenüber der südlich von Campiglio angelegten Brücke befindet, trifft man am Wege

[1]) L. c. pag. 206.

[2]) Gegen die Annahme diluvialer Entstehung spricht der gänzliche Mangel an Tonalit.

[3]) Der allererste Aufschluß entblößt nur eine dieser ziemlich mächtigen Aplitmassen.

eine ganze Reihe von Aufschlüssen. Es ist die aus *G* ersichtliche Stelle. Sie zeigt stark zerrüttete und zerdrückte kristalline Schiefer mit dioritischen, beziehungsweise aplitischen Adern. Das Streichen dürfte im wesentlichen NNO gerichtet sein, das Fallen geht steil nach W.

Geht man von der Runse westlich Palù auf der Straße weiter gegen Pinzolo, so findet man bis hinter S. Antonio nur Moräne. In den Kehren aber stehen bis ziemlich weit unten wieder die Rendenaschiefer an[1]). Sie sind gefaltet und so stark zerdrückt und zerrüttet, daß eine Bestimmung ihrer geologischen Richtungen zwecklos wäre. In den untersten Kehren[2]) schneidet die Straße den Tonalitgneis an, der gleichfalls in hohem Grade zerklüftet, zerdrückt und geschiefert ist. Seine Flaserung streicht dort N 10 O und fällt mit mittlerer Neigung nach W ein. Ganz unten am Bach, unmittelbar oberhalb der Nambronebrücke, maß ich N 17 O-Streichen und etwa 47° NW-Fallen.

Ich habe bereits 1901 die Frage diskutiert, ob die Berührungsfläche zwischen diesem Tonalitgneis und den Rendenaschiefern als Primärkontakt oder als Verwerfungskontakt aufzufassen ist[3]). Ohne mikroskopische Untersuchung würde ich unbedingt zu der letzteren Annahme gelangt sein. Allein mikroskopisch fanden sich in den Rendenaschiefern sowohl unterhalb S. Antonio wie zwischen S. Antonio und Fogojard Staurolith und Andalusit, zwei Mineralien, die ich nach meinen Erfahrungen über die petrographische Beschaffenheit der Rendenaschiefer in diesen unbedingt als Produkte einer Kontaktmetamorphose auffassen muß. „Bei der Frage nach deren Urheber ist zu berücksichtigen, daß, wenn die aufgeführten Fundorte sich der eine in unmittelbarer Nähe des Tonalites, die anderen in kaum mehr als höchstens 1 *km* Entfernung von ihm befinden, der Granit[4]) des Sabbione im SO gleichfalls nicht so weit entfernt ist, daß er nach meinen Erfahrungen nicht ganz gut dafür verantwortlich gemacht werden könnte. Dazu kommt, daß die Schiefer zwischen dem Sabbionegranit und dem Tonalit vielfach ganz beträchtliche Massen jenes schon vorher erwähnten eigentümlichen aplitähnlichen Gesteines enthalten, das möglicherweise nur eine Apophysenfazies des Sabbionegranites ist und somit die Metamorphose der Schiefer unterstützt haben könnte. Es sind also zwei bis jetzt nicht mit Sicherheit zu beurteilende Erklärungen über das Verhältnis der Schiefer zu den Intrusivmassen möglich. Nach der einen würden die Schiefer mit Tonalit und Granit in primärem Kontakte stehen und nur an der Tonalitgrenze mit dem Tonalit zusammen stark gepreßt worden sein. Nach der anderen würden sie ihre Kontaktmineralien der Einwirkung des Granites verdanken, vom Tonalite aber durch eine von Pinzolo aus bei Carisolo vorbei in NNO-Richtung ziehende Verwerfung getrennt sein."

Ich hob damals hervor, daß für die erste Deutung gewisse Beobachtungen bei Pinzolo, für die letztere die Grenzverhältnisse zwischen Tonalit und Sabbionediorit im oberen Meledriotal sprechen. Das gilt auch jetzt noch, nur daß ich mittlerweile bei Pinzolo an der betreffenden Stelle sogar Adern des Tonalites im Schiefer gefunden und damit die primäre Natur des Kontaktes für die südlichste Strecke sicher nachgewiesen habe. Ob aber in dem nördlichen Teile, schon unmittelbar hinter Carisolo und besonders im obersten Meledriotale nicht dennoch die heutige Berührungsfläche den Charakter einer Verwerfung trägt, das ist zwar nicht sicher zu entscheiden, aber doch sehr wahrscheinlich. Die hochgradige Zermalmung der Gesteine an der Grenze spricht dafür. Es würde dann also anzunehmen sein, daß sich der Judikarienbruch auf der Ostseite des Monte Vigo gabelt. Der Hauptzweig streicht über Campiglio weiter nach SSW; der Nebenzweig geht erst nach SW, dann gleichfalls nach SSW.

[1]) Vergl. Salomon, 1901, pag. 179.

[2]) Unterhalb Punkt 948 auf *O* 25, *A* und *Pf*.

[3]) L. c. pag. 179.

[4]) Mittlerweile als Quarzglimmerdiorit erkannt.

verliert allmählich mehr und mehr an Sprunghöhe und verläuft schließlich entweder in die normale primäre Kontaktfläche des Tonalites oder in das Gebiet der Rendenaschiefer östlich des Kontaktes. Im letzteren Falle wäre sie wohl unter den Schottern des obersten Rendenatales zu suchen.

Der Tonalitgneis an der Ecke des Nambrouetales wird von einer Anzahl von Pegmatitgängen durchsetzt, und zwar meist im spitzen Winkel zur Schieferung durchschnitten; manchmal sieht es so aus, als ob die Gänge der Schieferung genau folgen. Einer der Gänge durchsetzt sie aber sogar senkrecht und ist bemerkenswerterweise selbst ebenso wie der umgebende Tonalitgneis geschiefert, ein deutlicher Beweis dafür, daß die Schieferung des Tonalitgneises auch hier erst nach seiner vollendeten Erstarrung entstanden ist.

Die Straße überschreitet die Sarca und folgt dem Gehänge. An der Ecke gegenüber Carisolo stehen wieder Rendenaschiefer mit ungefähr östlichem Streichen und mittlerem S-Fallen an. Sie zeigen makroskopisch keine Spuren einer Kontaktmetamorphose. Dann verläßt die Straße das Gehänge und geht auf dem alluvialen Talboden bis Pinzolo

XI. Die Quarzglimmerdiorit-Massive der Umgebung von Pinzolo und ihre Umrandung.

XI. A. Sabbione (2100 m).

(Vergl. *G. A* pp., *O* 50, *O* 25.)

Dieser isolierte Ostvorsprung der Adamellogruppe ist nicht nur durch seine Lage an der Judikarienlinie und durch seine von der Sarka bewirkte scheinbare Abtrennung von der Hauptgruppe, sondern auch durch seinen Dioritkern interessant. Sehr schön erkennt man bereits von Campiglio an der Bergform, daß er trotz seiner Anlagerung an die südliche Brentagruppe doch etwas von dieser vollständig Verschiedenes darstellt. Er bildet gerade durch seine Abtrennung von der Adamellogruppe und die Angliederung an die Dolomitberge der Brentagruppe einen trotz seiner geringen Höhe ganz hervorragenden Aussichtspunkt.

Was mir die Erkennung seines geologischen Baues an Ort und Stelle erst sehr erschwerte, ist das sehr häufige Auftreten eines weißen oder hellgrauen Aplites, der schon an der Straße zwischen S. Antonio und Fogojard angeführt wurde[1]) und auf der Südseite des Sabbione in so mächtigen Gängen vorkommt, daß ich mich im Felde erst nicht recht von seiner Aplitnatur überzeugen wollte. Ich halte ihn jetzt für ein Apophysenfazies des Sabbionediorites, möchte aber ein definitives Urteil über ihn erst nach Vollendung der mikroskopischen und chemischen Untersuchung abgeben. Ich habe einige Beobachtungen über ihn bereits 1901[2]) angeführt.

Geht man von Giustino südlich Pinzolo in das sich dort öffnende Tälchen hinein, so findet man im Bach viele Stücke von Konglomeraten mit Brocken von Phyllit und Quarz, sowie Trümmer von Gesteinen, die ich an Ort und Stelle für Grauwacken zu halten geneigt war, deren mitgenommene Proben sich aber bei der Untersuchung im Laboratorium als zerriebene Gneise, beziehungsweise Aplite entpuppten. L e p s i u s führt von dieser Stelle „Quarzporphyr und Quarzittuffe" an (1878, pag. 197). Auch S t a c h e zeichnet in seiner Manuskriptkarte Quarzporphyr ein. Da es mir nicht möglich war, dieselbe Stelle später noch einmal zu besuchen, so habe ich mich nicht entschließen können, auf *G* Perm einzutragen, sondern ich habe alles mit der Farbe der Rendenaschiefer angelegt. Die ersten Aufschlüsse auf dem linken Ufer gehören bereits dem Sabbioneaplit,

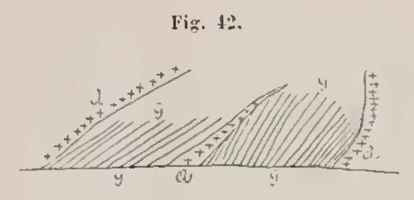
[1]) Pag. 152.

[2]) Pag. 177 und 178.

wie ich ihn provisorisch nennen will, an. Er umschließt auf dem rechten Ufer eine große Scholle von Glimmerschiefer und ist weiterhin auf dem linken Ufer unregelmäßig zerklüftet. Nach einiger Zeit folgt dort ein größerer Glimmerschieferaufschluß, in dem ich SSW-Streichen und ganz steiles W-Fallen zu erkennen glaubte. In dem Schiefer setzt ein OSO streichender, steil S fallender, dunkler Intrusivgang (99, V. 28.) auf. Es ist das vermutlich einer der von Vacek beschriebenen, von John als quarzführende Porphyrite bestimmten Gänge [1]). Es folgt von neuem der Aplit, dann Grundmoräne und ein großer Rendenaschieferaufschluß, der stark zerrüttet ist, aber, soweit erkennbar, ein steiles OSO-Fallen zu besitzen scheint. Es schließt sich wieder der Sabbioneaplit an, und es folgt dann im Bache auf dem linken Ufer der in der beistehenden Skizze abgebildete Aufschluß, der schon 1901, pag. 178, von mir erwähnt wurde und das gangförmige Auftreten des Aplites beweist. Es ist das um so wichtiger, als quantitativ in der allerdings nur kurzen beschriebenen Strecke der Aplit den Schiefer bei weitem übertrifft.

Geht man nördlich des beschriebenen Tälchens, von Vadajone aus zum Sabbione empor, so geht man bis zu etwa 1000 *m* Meereshöhe immer über Grundmoräne mit Tonalit, Tonalitgneis, Rendenaschiefern, Kalkstein, beziehungsweise Dolomit der Brentagruppe. Erst in der angegebenen Höhe erreicht man an dem markierten Sabbioneweg (*O* 50) die ersten Aufschlüsse. Es sind Rendenaschiefer. Sie halten einige Zeit lang an, führen nicht gerade häufig flache Quarzlinsen und -lagen

Fig. 42.



Aufschluß am Bache oberhalb Giustino.
A = Sabbione-Aplit. — *G* = Glimmerschiefer.

und haben meist den Typus jener phyllitähnlichen Glimmerschiefer, wie sie in den Rendenaschiefern so weit verbreitet sind. Die Fallrichtung ist stets ungefähr östlich, an den besten Aufschlüssen wohl OSO bei mäßiger bis mittlerer Neigung (30—45°). Mit ihnen zusammen tritt zuerst nur untergeordnet, dann aber vorherrschend der Sabbioneaplit auf. Er ist ganz außerordentlich zerklüftet, zerdrückt und von Harnischen durchsetzt, was mir auf Nähe des Judikarienbruches zu deuten scheint, während meine Karte, die im Stücke südlich von Giustino und östlich des Rendenatales die Stachesche Manuskriptkarte im wesentlichen wiedergibt, den Bruch erst in ziemlicher Entfernung einzeichnet [2]).

Es kann übrigens sein, daß das Vorherrschen des Aplites in dieser Wegstrecke zum Teil nur auf Schein beruht, insofern als dies harte und schwer verwitternde Gestein der Glazialerosion und normalen Verwitterung länger Widerstand leistet und daher viel besser und häufiger aufgeschlossen ist als die leicht zerstörbaren und auch ohnedies gleichfalls noch stark zerdrückten und verruschelten Schiefer. Immerhin bestehen schließlich fast alle Aufschlüsse aus dem Sabbioneaplit; und nur ganz selten kommt einmal der Schiefer zum Vorschein. Erst in etwa 1640 *m* Höhe, wenig

[1]) Vacek 1898, pag. 203.

[2]) Ich habe mangels ausreichender eigener Begehungen nur eine bei Stache östlich Giustino angegebene Porphyrmasse und mehrere von ihm als Pegmatitzüge angelegte Sabbioneaplitmassen weggelassen.

20*

nördlich von Malga Bandalors, fand ich anstehend die ersten Gesteine der Brentagruppe, nämlich dünnschichtige, ziemliche tonarme Kalksteinschiefer. Sie stehen vertikal, streichen NO und können nach ihrer petrographischen Beschaffenheit zu den Werfener Schichten gehören. Ganz wenig westlich von Bandalors aber, also schon südöstlich vom Streichen der Werfener Schichten, steht noch einmal der Sabbioneaplit an. Beim Aufstieg von Baudalors nach N traf ich sofort über dem Hange einen Dolomit und dann NO streichende, steil NW fallende rostfarbene Schiefer, also vielleicht wieder Werfener Schichten, während der Dolomit dann jedenfalls einen höheren Horizont repräsentieren würde. In 1880 *m* Höhe, ziemlich genau NNO von Bandalors, steht der normale Sabbionediorit an. Die Grenze zwischen ihm und den Sedimenten der Brentagruppe scheint an dieser Stelle etwa NO zu streichen. Oben auf dem Kamm, der vom Sabbione zum Punkt 1846 auf *G* zieht, steht fester Kalkstein oder Dolomit mit Einlagerungen eines Konglomerates an, das aus zahlreichen gut gerundeten Geröllen von Hornstein, Quarz und Kalkstein in einem kalkigen Zement besteht. Es enthält keine Spur von Tonalit oder Sabbionediorit. Nördlich von diesem Punkte, auf dem Wege, der auf der Ostseite des östlichen Sabbionekammes hoch über Valagola entlang zieht und schon jenseits der Bergecke fand ich mittel NNW fallende Kalkschiefer mit knolliger Struktur. Gleich darauf sieht man, daß diese Schiefer mit Kalksteinen[1]) wechsellagern; und noch weiter erkennt man, daß das ganze System steil nach W fällt. Unmittelbar darauf, aber nur wenige Schritte später, in etwa 1960 *m* Höhe, steht ein etwas aplitischer Sabbionediorit an. Die Sedimente zeigen keine Spur einer Kontaktmetamorphose und verdanken ihre steile Stellung offenbar der dort hoch über dem Tal entlang laufenden Judikarienverwerfung. Diese streicht hier, wie ich schon 1901 mitteilte[2]), „in einer nur wenige Grade von N nach O abweichenden Richtung, muß sich aber später, um die schon bezeichnete Stelle auf der Straße Pinzolo—Campiglio zu erreichen, ziemlich genau nördlich wenden“.

Was die stratigraphische Stellung der dem Kontakt dort oben am Sabbione benachbarten Sedimente betrifft, so kommen für das Konglomerat wohl nur die von Vacek beschriebenen „polygenen Konglomerate“ des Muschelkalkes[3]) und die in derselben Arbeit[4]) vom Übergange von Valagola zur Malga Movlina zitierten Liasbildungen in Frage. Obwohl die stratigraphische Untersuchung dieser Bildungen der Brentagruppe außerhalb des Bereiches meiner Aufgabe lag, so möchte ich doch glauben, daß schon das reichlichere Auftreten von Hornstein und Kalkstein nebeneinander hier wohl auf Lias verweist. Auch liegt der von Vacek zitierte Übergangspunkt horizontal nur etwa 750 *m* von meinem Konglomeratfundort entfernt. Über die Kalkschiefer, Kalke und Dolomite, die mit dem Konglomerat zusammen auftreten, erlaube ich mir bei der stark gestörten Lagerung und dem gänzlichen Mangel an Versteinerungen kein Urteil. Nur das ist sicher, daß ein Teil jedenfalls derselben Schichtgruppe wie das Konglomerat angehört. Übrigens ist ja zu hoffen, daß wir bald aus der Feder des besten Kenners der Brentagruppe, des Vizedirektors der k. k. geologischen Reichsanstalt, Herrn Vacek, eingehende Mitteilungen über diese Gegenden erhalten werden.

Ich bestieg nun den Ostkamm des Sabbione, wanderte um den obersten Kessel des Grualetälchens herum zum Gipfel, von dort auf dem Westkamm nach Norden, zum Bache oberhalb Malga Gruale herunter und dann hauptsächlich auf der rechten Seite des Baches talauswärts. Der ganze

[1]) Oder Dolomit. Unter mehreren dort in der Nähe des Kontaktes aufgesammelten Proben ist ein Teil Kalkstein, ein Teil stark brecciöser Dolomit.

[2]) Pag. 178.

[3]) 1898, pag. 205.

[4]) L. c. pag. 211.

Gipfelkamm besteht aus dem bald mehr glimmerarmen, bald normalen Diorit. Doch ist dieser von Aplit- und Pegmatitadern sowie von Gängen dunkler porphyritischer Gesteine durchzogen. So fand ich nördlich vom Rifugio auf dem Kamme in 2055 *m* Höhe einen dunklen, sehr feinkörnigen Gang, dessen Streichen nicht sicher bestimmbar war, der mir aber ungefähr O—W zu streichen schien. (99, V. 10—11.) Er schneidet einen den Diorit durchsetzenden, 1 *dm* mächtigen Aplitgang ab und ist also in ganz normaler Weise jünger als der Aplit. Noch etwas weiter auf dem Kamm, in 2045 *m* Höhe, tritt ein eigentümliches, mikroskopisch noch nicht untersuchtes Gestein, das wohl einer Hornfelsscholle angehört, im Diorit auf. Dieser enthält überall, wo ich ihn frisch sah, keine Spur von Muskovit. In etwa 1600 *m* Höhe fand ich wieder einen dunklen, äußerst feinkörnigen Intrusivgang im Diorit. Er fällt wahrscheinlich mit flacher Neigung etwa nach N ein. Makroskopisch kann man in ihm nur ganz kleine Feldspateinsprenglinge erkennen. (99, V. 19.) Von dieser Stelle an bis hinunter zum Übergang über die Sarca, westlich von Piazza, fand ich keine Aufschlüsse mehr. Erst verhüllen Gehängeschutt und Wald, dann Moräne den Untergrund.

Zur Ergänzung unternahm ich eine zweite Wanderung über den Westhang des Berges. Ich ging durch Pinzolo hindurch nach Osten zu dem großen Weg, der wenig oberhalb des Ortes und Tales nach N führt. Ich verfolgte ihn bis beinahe in die Gegend östlich der Säge, an der Ausmündung des Nambronetales, stieg dann zur Malga Fosadei (1435 *m*), von dort nach Cioca (1691 *m*) empor und nun in südwestlicher Richtung wieder nach Pinzolo hinunter.

Die untere Region des Berges wird von normalen Rendenaschiefern gebildet. Glimmerschiefer und Gneise, zum Teil sehr ähnlich denen der Rendenaschieferzone des Monte Aviolo in der nordwestlichen Adamellogruppe, herrschen vor. Die Glimmerschiefer werden stellenweise phyllitisch, die Gneise können glimmerarm werden und in Colnite übergehen. Sowohl Muskovitgesteine wie Biotitgesteine und zweiglimmerige Typen kommen vor. Auch quarzitische Gesteine treten auf.

Ganz im Anfang, hinter dem ersten Tälchen in 850 *m* Höhe, maß ich N 70—75 O-Streichen bei mittlerem N-Fallen, weiter im Norden, schon jenseits Carisolo, N 25 O-Streichen und flaches O-Fallen, dann N 10 W-Streichen und flaches O-Fallen und dann hintereinander flaches ONO-, NO- und O-Fallen. Mehr gegen Fosadei hinauf fand ich in 1095 *m* Höhe und noch höher mehrfach flaches ONO-Fallen und dann trotz aller Faltungen und Fältelungen immer überwiegend östliche Fallrichtungen. Kurz vor und oberhalb Fosadei ist das Fallen flach nach SO gerichtet. Beim Abstieg von Cioca konnte ich in der höheren Region nur zweimal, weiter unten aber oft die Richtungen messen und fand auch da stets flaches Fallen in östlichen Richtungen.

Dies flach in östlichen Richtungen unter den Diorit des Sabbione geneigte Fallen ist also offenbar für den ganzen Berg charakteristisch. Auch Vacek[1]) hob bereits hervor, daß „der Granitkern des Sabbione im Westen und Süden von einer glimmerreichen Schiefermasse umlagert wird, welche trotz zahlreicher Verdrückungen im allgemeinen in OSO einfällt und das für diese ganze Gegend vorwiegende Streichen NNO—SSW zeigt". Er fügt hinzu: „Nach den Verhältnissen, welche man in dem tiefen Einriß bei der Malga Bandalors (östlich von Pinzolo) beobachten kann, liegt der Schiefer über dem Granitkern, der sonach das ältere Glied zu bilden scheint." Ich kann mich dieser Vermutung nicht anschließen, da erstens einmal bei dem von mir beobachteten Fallen der Schiefer auf der W- und SW-Seite der Diorit offenbar über den Schiefern liegt und zweitens die gleich anzuführenden Beobachtungen das jüngere Alter des Diorites beweisen.

Auf dem vorher beschriebenen Wege stellen sich nämlich von 1040 *m* Meereshöhe an in

[1]) 1898, pag. 202.

bestimmten Schiefervarietaten teils Staurolith-, teils Andalusitkristalle, erst vereinzelt, dann in größerer Zahl ein. Besonders häufen sich die Andalusite in phyllitähnlichen Muskovitglimmerschiefern und anderen Phyllitglimmerschiefern, die unterhalb Fosadei in einer bestimmten Zone vorherrschen. Da die Menge und Größe der Kristalle mit der Annäherung an den Diorit zunimmt, kann man an ihrer Entstehung durch eine vom Diorit ausgehende Kontaktmetamorphose nicht zweifeln. Übrigens sind die Verhältnisse am Diorit des Corno alto auf der Westseite des Rendenatales genau analog und führen ebenfalls mit voller Sicherheit zu dem im allgemeinen Teile noch genauer zu besprechenden Schluß, daß die Diorite jüngere Intrusivmassen sind.

Auf dem Wege von Fosadei nach Cioca steht in 1540 *m* Höhe der Sabbioneaplit an, dann folgt noch einmal Schiefer und in 1645 *m* von neuem der Aplit. Auch beim Abstieg von Cioca nach SW beobachtete ich zuerst diesen und erst in etwas mehr als 1500 *m* Höhe den Schiefer. Der echte, normale Diorit selbst kann erst oberhalb Cioca anstehend vorhanden sein. Indessen spricht die ganze Art des Auftretens des Aplites bei Cioca und auch sonst so sehr für die Annahme, daß der Aplit nur die Apophysen- und Randfazies des Diorites darstellt, daß ich es für richtig hielt, die Grenze des Diorites auf *G* unterhalb Cioca einzuzeichnen.

Endlich habe ich noch zu erwähnen, daß ich auf dieser Wanderung auch wieder schmale Gänge porphyritischer Gesteine beobachtete. Etwa beim „V“ von „S. Vigilio“ auf *G* führt vom Hauptweg ein Seitenweg schräg nach unten ab. Der obere Weg ist durch einen Pfeil markiert; und der Pfeil ist auf eine kleine Felsfläche von Porphyrit gemalt. (99, XII. 3.)

Unterhalb Fosadei, und zwar wohl noch 100 *m* tiefer, fand ich eckige Blöcke, die von einem zweiten derartigen Gange herrühren. (99, XII. 14.)

Beim Abstieg von Cioca nach Pinzolo sammelte ich in etwa 1120 *m* Höhe ein sehr feinkörniges Gestein, das jedenfalls auch gangförmig in den Schichten aufsetzt. (99, XII. 21.)

Am Tage meiner Wanderung[1]) lag in der Hochregion noch eine dünne Neuschneedecke. Infolgedessen konnte man oberhalb S. Vigilio, trotz der Entfernung, sehr deutlich erkennen, daß die Tonalitberge nördlich des Genovatales (Lancia 2314, P. Bogetin di Ceridole und der Berg westlich des Nardistales [? C. del Tamale[2])] eine mit etwa 40—50° nach SSW fallende sehr grobe Bankung besitzen. Sie war aber nur in den oberen Teilen, nicht in den unteren, erkennbar. Es stimmt das sehr gut mit den später mitzuteilenden Beobachtungen, die ich bei der Begehung des Nardistales machte.

Weiter nördlich beim Aufstieg nach Fosadei wurde im Tonalit der Ritortogruppe gleichfalls eine großartige Bankung mit etwa 50—60° WSW-Fallen erkennbar.

XI. B. Massiv des Corno alto.

(Vergl. *G*, *A*, *O* 50, *O* 25.)

XI. B. 1. Pinzolo, unterstes Genovatal, Val Seniciaga.

Von Pinzolo quer über den alluvialen Talboden zur früheren Glasfabrik. Dort steht beim Aufstieg zur Straße des Genovatales unten schwach flaseriger hornblendeführender Tonalit an. Über die beim weiteren Aufstieg zur Straße und längs dieser gemachten Beobachtungen wolle man XVIII. 1. vergleichen.

[1]) 12. September 1899.
[2]) Vergl. *G* und *O* 50.

Hier sei nur so viel hervorgehoben, daß der Weg unten im Tal immer im Tonalit entlang führt. An der Seniciagabrücke steht auf beiden Seiten des Flusses undeutlich flaseriger Tonalit au, in dem ich makroskopisch keine Hornblende sah. Der Zickzackweg führt auf der linken Seite des Baches bis zu 1400 *m* Höhe über Tonalitgneis hinauf. In 1160 *m* Höhe ist das Gestein bereits deutlich flaserig; die Flaserung streicht ungefähr N 85 W und fällt steil nach S ein. Hornblende sah ich mit bloßem Auge weder hier noch weiter oben; doch erhielt ich den Eindruck, daß die Biotitanhäufungen vielleicht zum Teil Pseudomorphosen nach Hornblende sein könnten. Hinter diesem Aufschluß und hinter einer kleinen Einbiegung des Weges steht ein dunkles Gestein (99. XIII. 4) an, wohl ein Porphyritgang. In 1212 *m* Höhe maß ich N 70 O-Streichen, steiles S Fallen und dann bis zur Säge noch mehrfach steiles SSO-Fallen. Später ist es gewöhnlich rein südlich gerichtet. Unmittelbar vor dem Wasserfall, in 1400 *m* Höhe, maß ich N 80 W-Streichen und steiles S-Fallen. Dabei beobachtete ich während des ganzen Aufstieges sehr häufig Klüfte, die der Flaserung parallel gehen. Erst in 1415 *m* Höhe folgen auf dem linken Ufer, also rechts von dem kleinen Wasserfall, in dem die Felsen zum Teil von glänzendgelben Flechten bedeckt sind, die Gesteine der Rendenaschieferzone des Seniciagatales. Sie sind vollständig scharf vom Tonalitgneis getrennt und diesem nicht einmal ähnlich, wenn ich von den in beiden aufsetzenden Aplitgängen und einem vielleicht gangförmig in ihnen auftretenden Gestein absehe. Bei dem letzteren war ich an Ort und Stelle zweifelhaft, ob es nicht ein Gang von Tonalitgneis sein könne. Das mitgebrachte Handstück scheint mir indessen jetzt diese Deutung auszuschließen.

Die Rendenaschiefer streichen nun in diesem ersten Aufschluß N 50 O und fallen mit nicht unbeträchtlicher Neigung nach S ein. Sie sind also nicht der Tonalitgneisflaserung parallel orientiert, sondern haben eine zwar nicht beträchtliche, aber doch deutliche Diskordanz. Es folgen dann bis zur Erreichung des Talbodens, also bis zum Punkte 1509 *m* auf *O* 25 und *A*, sehr verschiedenartige Schiefervarietäten.

Petrographisch scheinen feinkörnige Glimmergneise vorzuherrschen. Auch Amphibolite treten auf. Eine Kontaktmetamorphose ließ sich bisher nicht feststellen, da der hochkristalline Charakter der Gesteine auch primär sein kann. Jenseits des Baches kommen von den Hangen unterhalb der Malga di S. Giuliano nur Stücke von Sabbionediorit herunter.

Geht man auf dem linken westlichen Ufer des Hauptbaches weiter, so trifft man bald darauf im Bache Felsen von Sabbionediorit. Zwischen den beiden Malgagebäuden stehen aber wieder die Schiefer an. Sie streichen NO und fallen steil nach SO ein. Sie werden offenbar von feinkörnigen Dioritgängen durchsetzt. Weiterhin fand ich noch einmal am Wege den normalen Diorit der hier von feinkörnigen Gängen durchzogen wird, die den in den Schiefern auftretenden gleichen. Beim Abstieg beobachtete ich nachher an einer Stelle unterhalb der Einmündung des Germenicabaches [1]) am Wege einen Rundhöcker, in dem der Diorit auf das innigste mit dem Schiefer vermischt ist. Der Diorit bildet Apophysen in diesem, die allerdings meist parallel der Schieferung verlaufen; Schollen des Schiefers schwimmen im Diorit. Es kann also kein Zweifel über das Verhaltnis beider bestehen.

Beim weiteren Talaufwärtswandern beobachtete ich, daß vom westlichen Gehänge Schiefertrümmer, dann aber auch häufig Blöcke von ganz feinkörnigem, nicht flaserigem Tonalit, der vielleicht Gänge in den Schiefern bildet, herunterkommen. In etwas über 1600 *m* Höhe stehen die Schiefer wieder unmittelbar neben dem Bache an und begleiten den Weg, wie aus der Karte ersichtlich, bis

[1]) *A*, *O* 25.

hoch hinauf. Ich maß in ihnen zuerst N 25 O-Streichen und 65° O-Fallen, dann wiederholt steiles O-Fallen, schließlich aber nicht mehr weit unter der kleinen Hütte der Karte N 40 O-Streichen und 65° NW-Fallen. Dort treten auch wieder, wie ganz zuerst, zusammen mit den Gneisen dünnschiefrige amphibolitische Gesteine auf, die an bestimmte kontaktmetamorphe Bildungen der Werfener Schichten erinnern. Gleich darauf beobachtete ich wieder O-Fallen bei gleichem Streichen und dann bis zu der am Ausgange eines alten Seebodens gelegenen Malga entweder vertikale Stellung oder äußerst steiles O-Fallen, nur ausnahmsweise W-Fallen. Ich ging von dort wieder über Schiefer weiter, an dem Seebecken vorbei, in den obersten Teil des Tales hinein. Ich konnte infolge der Stellung der Sonne hier nicht die Richtung des Einfallens der Schiefer am Hange des Ospedale beurteilen. Altari und Fornace bestehen aus Tonalit. Die Grenze gegen die Schiefer verläuft nicht sehr weit von dem Gipfel des Fornace, etwa 400 *m* östlich davon.

Beim Rückweg maß ich in dem Engpaß oberhalb des alten Seebeckens das Streichen der Schiefer zu N 15 und weniger als 15 O; das Fallen ist dort teils steil nach W, teils steil nach O gerichtet. Oben am Fornace scheinen die Tonalitplatten nach O, also unter die Schiefer, einzufallen.

Vom Hange des Kammes kommen bei Stavel Schutthalden von Tonalit herunter. Ich beobachtete teils feinkörnigen, teils normalen, nicht flaserigen Hornblendetonalit und glaube, daß dieser den ganzen oberen Teil des Kammes, wie auf *G* dargestellt, zusammensetzt.

XI. B. 2. Pinzolo—Plagna—Niaga[1]—Campo—L. di Lamola—Giuliano—Seniciaga.

Sobald man bei der „Glasfabrik" den Fluß überschreitet, findet man anstehenden Tonalitgneis mit steilstehender, anscheinend etwa ONO streichender Flaserung. Der Tonalitgneis hält, abgesehen von Moränen und jungen Schuttbildungen, die bis zu etwa 900 *m* Höhe auftreten, bis zu den Felsen unmittelbar nordwestlich von dem Plateau von Niaga an. Deutliche Hornblenden konnte ich makroskopisch nirgendwo in ihm finden. Doch gilt auch hier das auf pag. 159 über den Tonalitgneis beim Aufstieg zu Seniciaga Gesagte. Er besitzt eine Bankung, die der Flaserung annähernd parallel geht. Ich maß die Richtung wiederholt und fand in 1030 *m* Höhe NO-Streichen und mittleres NW-Fallen, wenig oberhalb Plagna N 35 O-Streichen und mittleres SO-Fallen, in etwas über 1320 *m* Höhe steiles OSO-Fallen und in den Felsen nordwestlich von Niaga N 35—45 O-Streichen und steiles SO-Fallen.

Sehr schön sieht man auf dem Wege und von Niaga aus die Terrassen zu beiden Seiten des Tales. Bei Plagna ist eine ziemlich ausgeprägte Terrasse in etwa 1100—1250 *m* Höhe; und noch ausgeprägter ist das Plateau von Niaga in 1445—1550 *m*. Nördlich Carisolo ist eine ausgesprochene Terrasse bei Campo in etwa 1200—1350 *m* Höhe, die von Plagna aus gesehen gut der Terrasse dieser Örtlichkeit zu entsprechen scheint.

Am deutlichsten aber ist eine Terrasse am Hange des Sabbione entwickelt. Auf *A* geht sie von Punkt 1020 über 978 zum „z" von Pinzolo. Sie ist auf dieser Strecke überall durch Wiesen und Häuser markiert und schon aus der Karte (*A*) ohne weiteres zu erkennen. Sie setzt sich auch unterhalb Giustino deutlich fort. Massimeno liegt dort auf ihr, und von Massimeno aus führt eine Straße über S. Luigi fast horizontal auf ihr entlang. Sie ist entschieden niedriger als die Terrassen auf der anderen Seite des Rendenatales. Möglicherweise befindet sich aber über ihr noch eine zweite, die ich 1899 von Plagna aus zu erblicken glaubte, und der auf der Karte *O* 25 die Punkte

[1] Diaga auf *G*.

1280, 1165, 1232, 1165 und 1255 entsprechen würden. Diese Terrasse würde wohl mit der von Campo nördlich Carisolo und mit der von Plagna korrespondieren. Auf die Existenz einer noch höheren Terrasse am linken Rendenaufer hat Vacek[1]) hingewiesen. Er sagt darüber: „Sie beginnt im Norden bei der Alpe Fosadei, am Westabhange des Monte Sabion, in einer Höhe von 1400 *m* und senkt sich südwärts sehr allmählich zu 1300 *m* (Pra neble bei Bocenago) und 1200 *m* (Prati di Daone bei Vigo Rendena) usw." Dieser höchsten Terrasse des linken Ufers dürfte das Plateau von Niaga entsprechen. Eine Beziehung dieser Terrassen zu bestimmten Eiszeiten zu konstruieren, wäre leicht. Doch halte ich die Zeit dazu noch nicht für gekommen.

Von Niaga bis Campo fehlen Aufschlüsse ganz. Der Boden wird von Moräne und Schutt gebildet Doch liegen außer den von oben herunterkommenden Blöcken von Sabbionediorit bis Campo auch noch, wenn auch seltener, Stücke von Tonalitgneis herum. Rendenaschieferstücke sah ich dagegen nicht. In Campo[2]) befinden sich unmittelbar westlich von den beiden oberen Hütten kleine Aufschlüsse in dem Hügel, wenige Schritte von ihnen entfernt. Es sind schiefrige Gesteine. die mir 1899 mit mittlerer Neigung nach SSO zu fallen schienen, während ich mir 1904 über ihre Stellung nicht klar wurde. Man erkennt sowohl makro- wie mikroskopisch weitgehende Zermalmungserscheinungen in ihnen. Dem Mineralbestand nach bestehen sie wesentlich aus Hornblende und Plagioklas; daneben ist etwas Biotit vorhanden. Quarz konnte ich bisher nicht sicher in ihnen nachweisen. Obwohl mir an Ort und Stelle wie zu Hause bei der Untersuchung der Stücke manches dafür zu sprechen schien, daß es sich vielleicht um Tonalitmylonite handle, hat mich doch der Mangel an Quarz oder wenigstens die Armut daran sowie das reichliche Auftreten des in den Tonalitgneisen dort anscheinend ganz oder fast ganz fehlenden Amphiboles dazu bestimmt, diese Gesteine als Amphibolite der Rendenaschiefer, analog denen der Val Seniciaga, aufzufassen und dementsprechend auf der Karte darzustellen.

Ich ging von dort 1904 auf dem seit 1903 markierten Wege nach S. Giuliano weiter. Die von oben herunterkommenden Blöcke bestehen aus Sabbionediorit. An der Stelle aber, an der der Weg in das Lamolatal einzubiegen beginnt, ist ein glazial abgeschliffener Rundhöcker entblößt, der von N 75 O streichendem, steil S fallendem Tonalitgneis gebildet wird. Geht man dagegen auf dem oberen zum Lago di Lamola führenden Wege entlang. so trifft man schon nach kurzer Zeit links über dem Wege Felsen, die aus dem Sabbionediorit bestehen. Er besitzt hier keine Spur von Schieferung oder Flaserung, wohl aber eine undeutliche Klüftung, die mit mittlerer Neigung ungefähr nördlich fällt Anderseits scheint aber der Corno alto vom Wege aus gesehen aus WSW fallenden Platten zu bestehen. Der Sabbionediorit hält nun bis nach Seniciaga an. Hinter dem Tal des ersten Baches stieg ich auf der anderen Seite gleich direkt in die Höhe und sah dort viele Blöcke eines offenbar in der Nähe anstehenden Porphyrites (99, VI. 8.). Einige Zeit darauf fand ich einen etwa 70 *cm* mächtigen Gang desselben oder doch eines sehr ähnlichen Gesteines anstehend (99, VI. 9.). Er streicht N 70 O und steht entweder saiger oder fällt ganz steil nach N ein. Noch vor dem Lago di Lamola beobachtete ich ein Schlierenknödel in dem sonst daran im Verhältnis zum Tonalit sehr armen Sabbionediorit. Die Berge des Lamolakessels zeigen sämtlich eine deutliche, mit etwa 60—70° nach WSW fallende Plattung. Der wunderhübsche See hat keinen sichtbaren Abfluß. In seiner Umgebung sind die dunklen porphyritischen Gänge sehr häufig. Ich fand an ihm selbst an zwei Stellen eckige Blöcke davon (99, VI. 11. und 12.), dann beim Ab-

[1]) 1898, pag. 214.

[2]) Auf den Karten fälschlich „Campol".

stieg auf seiner Westseite ein drittes Vorkommnis (13) und noch weiterhin im Lamolatale ein viertes (14). Weiter am Wege nach Malga S. Giuliano und nicht mehr fern von ihr sammelte ich Blöcke eines fünften (15) und sechsten Vorkommnisses (16) und fand schließlich einen wenig mächtigen Gang mit N 40 O-Streichen und steilem O-Fallen anstehend. Wenn ich mich recht entsinne, war er nicht unter 70 *cm* mächtig, wohl annähernd 1 *m*. Er befindet sich kurz vor der Hütte, aber noch vor dem morastigen alten See (99. VI. 17.) Außer den angeführten, wohl unzweifelhaft bestimmten und besonderen Gängen zuzuschreibenden Vorkommnissen fand ich auf dem angegebenen Wege noch zahlreiche Blöcke, die ebenfalls von solchen Gängen herrühren. Da es indessen bei ihnen nicht ersichtlich war, wie weit sie einen Transport erfahren hatten, ob sie nicht zum Teil von den bereits angeführten Vorkommnissen herrühren oder wenigstens zu mehreren von einem und demselben Gange abstammen, lasse ich sie unberücksichtigt. Erst eine Spezialuntersuchung des Gebietes wird dem erstaunlichen Reichtum dieser Gesteine gerecht werden können.

Beim Abstieg von der Malga di San Giuliano nach dem Campo trentino fand ich in der nächsten Talstufe im Sabbionediorit einen echten Aplitgang, der bei nur 7 *cm* Mächtigkeit und mittlerer Neigung nach OSO fällt (99, VI. 19.).

1891, als ich das Seniciagatal zum erstenmal besuchte, stieg ich von Seniciaga durch Val Germenica hinauf zur Malga di Monte, von da über den Bergrücken ins Giulianotal und ging, leider fast ganz im Dunkeln, von der Malga auf dem unteren Wege nach Campo, Niaga und Pinzolo. Ich beobachtete damals am Eingange von Val Germenica den Sabbionediorit anstehend und in Trümmern, fand aber nach meinem Tagebuch noch eine ganze Zeitlang Bruchstücke von „feldspatreichen Gneisen". Ihre Herkunft habe ich damals nicht bestimmen können. Jedenfalls rührten sie kaum von dem Kamm zwischen Val Germenica und dem Giulianotal her. Nachträglich bin ich auf die Vermutung gekommen, daß sie glazial aus dem oberen Tal über die Einsenkung zwischen Cornaccio und M. Palone oder über den Kamm dieses letzteren hinwegtransportiert sein könnten. Beim Überstieg zum Giulianosee und auf dem ersten Stück des Weges von der Malga nach Campo fand ich überall den Sabbionediorit. Ein Stück unterhalb der Malga aber begannen Biotitgneise, von denen ich der Dunkelheit wegen damals nicht mehr mit Sicherheit festzustellen vermochte, ob sie den Rendenaschiefern oder dem Tonalitgneis zuzurechnen sind. Wohl noch im Sabbionediorit sah ich damals einen etwas weniger als einen halben Meter breiten Porphyritgang, der in dem entblößten Gestein auf 30—40 *m* horizontal zu verfolgen war.

XI. B. 3. Pinzolo—Niaga—Campo—Campostril—Caderzone.

Wie wir bereits sahen, besteht das Gehänge südlich des östlichen Genovatales bis etwa zum Niveau der Malga Campo aus Tonalitgneis. Bei Caderzone und Borzago aber setzen Rendenaschiefer die unteren Hänge westlich des Rendenatales zusammen. Das ganze obere Massiv des Corno alto besteht hier wie dort aus Sabbionediorit. Es war demnach festzustellen, an welcher Stelle und in welcher Weise der Tonalitgneis durch die Rendenaschiefer abgelöst wird. Zu diesem Zweck beging ich zweimal das Gehänge unmittelbar westlich von Pinzolo, traversierte es bei meinem zweiten Besuch nach S bis zu der großen Runse südwestlich des „*G*" in Giustino und stieg dann schräg nach Niaga und Campo hinauf, um von dort südwärts nach Campostril und Caderzone zu gelangen.

Dabei stellte es sich heraus[1]), daß schon bei der Brücke westlich von Baldino die Rendena-

[1]) Einige ausschließlich auf den Beobachtungen meines ersten Besuches beruhende Mitteilungen über diese Gegend habe ich bereits 1901, pag. 179—180, gemacht. Der zweite Besuch erweiterte das Bild in einigen Punkten.

schiefer anstehen, während bei der Glasfabrik, wie erwähnt, der Tonalitgneis bis an den Fluß reicht. Von der Baldinobrücke aus lassen sich die Rendenaschiefer dann, wenn ich von Unterbrechungen durch diluviale Moräne absehe, geschlossen nach Süden verfolgen. An der Brücke und überhaupt in dem nördlichen Zipfel sah ich viel quarzitische Gesteine entwickelt, doch finden sich auch hier die typischen Gesteine der Rendenaschiefer; und gar nicht viel weiter nach Süden herrschen die zum Teil phyllitähnlichen Glimmerschiefer und Gneise deutlich vor. Auch einen Amphibolit sammelte ich. Die Gesteine sind zum Teil hochgradig kataklastisch beeinflußt, so daß es mir hier nicht sicher möglich war, festzustellen, ob sie eine Kontaktmetamorphose erfahren haben oder nicht. Was ihre Richtungen betrifft, so maß ich nördlich der Brücke an verschiedenen Punkten N 66 O-Streichen, 50—60° SO-Fallen; N 45 O-Streichen, 40° SO-Fallen; N 70 O-Streichen, mittleres SO-Fallen. Südlich des Diluvialfleckes auf *G* beobachtete ich in allerdings etwas zerrütteten Schiefern NO-Streichen bei steiler Stellung und dann mehrfach verworrene Faltungen. Es ergibt sich aus diesen Beobachtungen immerhin das Vorherrschen ungefähr nordöstlicher Streichrichtungen entsprechend dem Streichen des Rendenatales. Nördlich des Diluvialfleckes beobachtete ich in etwas über 900 *m* Meereshöhe über den Schiefern anstehend bereits den Tonalit und konnte ihn in zahlreichen Aufschlüssen am Gehänge entlang verfolgen. Er ist stark zerquetscht und verwittert, entsendet Adern in die Schiefer und entwickelt, was ich bereits 1901 (pag. 180) hervorgehoben habe, nahe dem Kontakte eine eigentümliche dichte oder doch sehr feinkörnig erscheinende Randfazies. Es kann also jetzt kein Zweifel mehr an der primären Natur des Kontaktes bestehen. Allerdings möchte ich hervorheben, daß ich schon an Ort und Stelle in mein Tagebuch eintrug, daß ich nicht sicher war, ob die zerdrückten und verwitterten Tiefengesteinsmassen oberhalb der Schiefer wirklich sämtlich zum Tonalit zu stellen sind. Und jetzt nachträglich finde ich in meinem Material zwei unmittelbar über den Schiefern gesammelte Stücke, die ich trotz ihrer Verwitterung für Sabbionediorit halten möchte. Ich bin daher jetzt zweifelhaft geworden, ob die durch das „*B*" von „Baldimo" auf *G* gehende Grenzlinie richtig gezogen ist und ob nicht schon dort der Sabbionediorit wenigstens stellenweise bis an die Schiefer heruntterreicht. Jedenfalls geht die Grenze zwischen Tiefengestein und Schiefer hier ziemlich flach am Gehänge entlang. Sehr auffällig ist es, daß die am Sabbione so stark entwickelte aplitische Fazies des Sabbionediorites hier ganz zu fehlen scheint.

Daß ich den Tonalitgneis bis beinahe westlich des „*V*" von Vadajone auf *G* gezeichnet habe, beruht darauf, daß ich noch nördlich der drei auf *A* errichteten Häuser bei der Kote 971 in Schutthalden neben Rendenaschiefern auch Tonalitgneis sah. Schon bei der südwestlich davon gelegenen Häusergruppe und in der großen Runse südwestlich des „*G*" von „Giustino" folgt bestimmt unmittelbar über den Rendenaschiefern bereits der Sabbionediorit; und dieser enthält stellenweise Einschlüsse der Schiefer.

Der Weg überschreitet die Runse bei der auf *O* 25 und *A* angegebenen Kote 1104. Dort ist auf dem rechten Ufer ein großer Aufschluß von zum Teil zerdrückten Schiefern mit Adern und Gängen von Sabbionediorit. An dem einen Gang konnte ich sogar eine deutliche Salbandverdichtung nachweisen. Es ist also auch hier die primäre Natur des Kontaktes nicht zu bezweifeln.

Übrigens steigt die Grenze an dieser Stelle wenigstens 50 *m* steil neben dem Bach empor; denn auf dem rechten Ufer reichen die Schiefer viel höher hinauf als auf dem linken. Bruchstücke, die von oben heruntergestürzt sind, liegen massenhaft neben dem Weg herum. Ob diese Schiefer, die übrigens vielfach Quarzlagen besitzen, eine Kontaktmetamorphose erlitten haben oder nicht, das wird erst die mikroskopische Untersuchung zeigen. Makroskopisch haben sie vielfach das Aus-

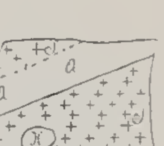
21*

sehen von Hornfelsen. Von der Höhenkote 1104 geht nun ein auf *A*, *O* 25 und *G* ersichtlicher Weg nach Niaga hinauf. Er führt, wenn ich von gewissen, gleich noch zu besprechenden Ausnahmen absehe, bis Niaga ganz und gar durch Sabbionediorit, der übrigens auch hier niemals weißen Glimmer enthält. Erst nordwestlich von den Niagawiesen stehen die bei der vorherigen Wanderung beschriebenen Tonalitgneise an. Auf dem Wege nach Niaga finden sich in dem Diorit fremde Schollen von Hornblendegesteinen, die zwar nicht dem typischen Kerntonalit, wohl aber bestimmten anderen Varietäten, die im Tonalit gar nicht selten große Massen zusammensetzen, außerordentlich ähneln, beziehungsweise mit ihnen identisch sind. Dieselbe Erscheinung wiederholt sich auch auf dem Wege von Campo nach Caladino. Ja, schon neben dem Bachübergang der Kote 1104 liegen Blöcke von feinkörnigem „Nadeldiorit" mit unregelmäßigen Adern von Sabbionediorit, beziehungsweise, wie gleich noch zu erörtern, mit isoliert erscheinenden Feldspäten, die dem Sabbionediorit entstammen. Die Größe der Schollen ist sehr verschieden. Einzelne sind so klein, daß man sie im Handstück, noch umgeben vom Sabbionediorit, nach Hause mitnehmen kann. Eine bildet am Wege von Kote 1104 nach Niaga in etwa 1344 *m* Höhe eine ganze Blockhalde. Das Korn der Schollengesteine wechselt in weiten Grenzen. Sehr feinkörnige Varietäten sind ebenso vertreten wie sehr grobkörnige mit Hornblenden von 3—4 *cm* Länge. Meist sind die Hornblenden lang prismatisch,

Fig. 43.

S = sehr saurer Sabbionediorit (Apophysenfazies). *H* = Hornblendegestein. — *N* = nicht entblößt. Block von nicht ganz 4 Kubikmetern.

Fig. 44.



S = Sabbionediorit. — *A* = aplitisch-pegmatischer Gang. — *H* = Hornblendegestein. Fläche des Blockes etwa 1 m^2.

beziehungsweise nadelförmig entwickelt; aber zwischen Campo und Caladino sammelte ich auch Varietäten mit kurzen, gedrungenen dicken Hornblenden, wie sie im typischen Kerntonalit aufzutreten pflegen. Doch kann ich nicht sagen, daß die betreffenden Gesteine völlig mit dem Kerntonalit übereinstimmten. Diese Schollen werden nun vom typischen Sabbionediorit umschlossen und von Adern und Gängen durchsetzt, die teils dem echten Sabbionediorit selbst angehören, teils etwas saurer und feinkörniger als diese sind, und dann wohl als Apophysenfazies aufgefaßt werden müssen. Doch bemerke ich ausdrücklich, daß sie der aplitischen Fazies des Sabbionediorites am Sabbione nicht ähneln, indem sie nie so arm an dunklem Glimmer werden.

Was die Deutung dieser Schollen betrifft, so können wohl nur drei Annahmen in Frage kommen. Entweder nämlich sind sie Urausscheidungen des Sabbionediorites selbst; oder sie rühren von dem Tonalitmassiv her und sind bei der Intrusion des Sabbionediorites dem älteren Tonalit entrissen worden; oder endlich sie entstammen einem unbekannten fremden, unterirdisch verborgenen älteren Tiefengestein. Gegen die zweite Deutung spricht zurzeit, das heißt vor genauer mikroskopischer und chemischer Untersuchung der Schollen, der nicht völlig mit dem normalen Tonalittypus übereinstimmende Habitus. Gegen die erste lassen sich die zum Teil enorme Größe der Schollen und das anscheinend gänzliche Fehlen von Hornblende im Sabbionediorit sowie in dessen echten Schlierenknödeln anführen. Die dritte Annahme erscheint sehr gesucht, hat aber

eine kleine Stütze in dem Auftreten von Geröllen ähnlicher Hornblendefeldspatgesteine in dem durch den Tonalit metamorphosierten Permkonglomerat der Val di Breguzzo.

Am meisten dürfte zur Zeit die Annahme für sich haben, daß die Schollen dem Tonalit entstammen. I n d i e s e m F a l l e w ä r e a l s o d e r T o n a l i t ä l t e r a l s d e r S a b b i o n e d i o r i t.

Die beiden umstehenden Abbildungen erläutern das Verhaltnis der Hornblendegesteine zum Sabbionediorit.

Fig. 43 ist ein Block der Halde in 1344 *m* Höhe am Wege von Kote 1104 nach Niaga, Fig. 44 ein anderer Block wenig höher an demselben Wege. Das obere Salband des Aplitpegmatitganges ist in ihm nicht sicher nachzuweisen.

Nachgetragen sei noch, daß ich etwas unterhalb der großen Blockhalde des Hornblendegesteines einen Biotitpegmatitgang im Sabbionediorit sah. Bald nach der Blockhalde des Hornblendegesteines ist der Sabbionediorit stellenweise schiefrig entwickelt. Doch folgen von neuem Aufschlüsse des typischen Gesteines, die aber dann wieder von zahlreichen Entblößungen schiefriger Varietäten abgelöst werden. Da auch die Tonalitgneise von Niaga keine Hornblende zu führen scheinen, so ist es bei den stärker geschieferten Varietäten wohl möglich, daß Verwechslungen vorkommen. Im allgemeinen ist aber der Habitus beider Gesteine sehr verschieden. Über die Strecke von Niaga bis Campo vergleiche man pag. 161.

Auf dem Wege von Malga Campo nach Malga Caladino beobachtete ich in höchstens fünf Minuten Entfernung von der ersteren in etwa 1760 *m* Höhe einen Aufschluß von schwach parallel struiertem Sabbionediorit. Die Schieferung streicht dort annähernd N 75 O und steht sehr steil. Es wiederholen sich dann ähnliche Aufschlüsse mehrfach. In einem sah ich einen stark verwitterten, den Diorit durchsetzenden Porphyritgang. Auch dunkle Partien von Hornblendegesteinen treten auf. Wenige 100 Schritte hinter einer kleinen, mitten im Walde gelegenen Lichtung, die mit gelben Kompositen bestanden ist, in etwa 1750 *m* Höhe, trifft man zwei kleine Rendenaschieferaufschlüsse. Die Gesteine sind teils glimmerarm, quarzitisch entwickelt, teils Gneise. Die letzteren scheinen aber Andalusit zu führen und dürften eine Metamorphose erfahren haben. Von hier an bis Caladino zeigen die Aufschlüsse stets Sabbionediorit; aber dieser führt sehr häufig die schon auf pag. 164 besprochenen Einschlüsse von Hornblendegesteinen; und zahlreiche Blöcke, von ihnen sowohl wie von Rendenaschiefern, letztere vielfach mit Quarzlinsen, zeigen, daß die Zahl der von dem Diorit umschlossenen Schollen sehr groß sein muß. Ich habe infolgedessen auf *G*, wenn auch nur schematisch, mehrere Schieferschollen in dem Diorit eingezeichnet. Die Hornblendegesteine sind sehr oft ganz feinnadelig struiert. Sowohl sie wie die Schiefer sind von einem fast unglaublich komplizierten Netze von unregelmäßigen Adern des Sabbionediorites durchzogen. Umgekehrt scheint dieser stellenweise sehr viel Material der anderen Gesteine resorbiert zu haben. Doch ließ sich das letztere mangels guter Aufschlüsse nicht sicher nachweisen.

Von der verfallenen Malga Caladino an sah ich bis Campostril nur Sabbionediorit mit Schlierenknödeln und Aplit-, beziehungsweise Pegmatitgängen. Von Campostril an stieg ich bis zu der ersten Häusergruppe auf *G*, *A* und *O* 25 immer über Sabbionedioritschutt hinunter. Von da bis zu den Häusern „Fest“ sah ich nur Moräne, die aber hauptsächtlich aus Sabbionediorit besteht. In 1440 *m* Höhe ragt aus der Moräne entweder ein großer Block oder ein Aufschluß von Sabbionediorit heraus. Erst in etwa 1240 *m*, bei einer Häusergruppe auf einer Wiese, fand ich einen sicheren Aufschluß. Er besteht aus Rendenaschiefern, die aber in einer kaum glaublichen Weise vollständig von Sabbionediorit injiziert und durchdrungen sind. Auch fand ich in der Moräne einen Block von Hornblendegestein, der ebenso, wie das auf pag. 164 von einem anderen Block bei der

Höhenkote 1104 angeführt wurde, zweifellos eine feinkörnige Varietät des diskutierten Hornblendegesteines ist, mitten in der Masse aber scheinbar völlig isolierte Feldspateinsprenglinge führt, die offenbar von dem Sabbionediorit herrühren. Es sind das die im allgemeinen Teile zitierten Punkte, die mich der Injektionstheorie gegenüber vom Saulus zum Paulus werden ließen, aber freilich im Zusammenhang mit der außerordentlichen Seltenheit analoger Erscheinungen am Tonalitrande zeigen, daß Injektionen von der Art nicht überall, sondern nur unter ganz bestimmten Verhältnissen stattfinden. Die Häusergruppe unter dem beschriebenen Aufschluß heißt Plazzola. Gleich darunter folgen mehrere große Aufschlüsse von kontaktmetamorphen Schiefern, dann in etwa 1170 *m* Höhe Sabbionediorit, in 1130 *m* wieder typische hellglimmerige Rendenaschiefer mit dunklen, lang prismatischen Kristallen und dann noch vielfach teils helle, teils dunkle Rendenaschiefer bis in etwa 1030 *m* Höhe. Der Weg, der schon vorher in das Tälchen nördlich von Caderzone hineingeführt hat, entblößt dann nur noch Schutt.

XI. B. 4. Val di Borzago, von unten bis zum Tonalitkontakt[1]).

Val di Borzago ist ebenso wie Val San Valentino ein typisches Hängetal. In beiden brechen die weiten, flachgeneigten Talböden unmittelbar an dem Haupttal mit einem Steilabsturz ab. In beiden haben die Bäche ursprünglich Wasserfälle beim Ausgang in das Haupttal gebildet und sich erst in postglazialer Zeit die tiefe, enge Schlucht rückwärts eingeschnitten, in der sie jetzt der Sarca zuströmen. Die auf den nördlichen Ufern verlaufenden Hauptstraßen biegen daher oberhalb des letzten Felsabsturzes fast rechtwinkelig nach NO. beziehungsweise NNO um. An ihrer Ecke liegen in beiden Talern Kapellen, von denen der Blick weithin über das Haupttal schweift. Beträgt doch der Höhenunterschied zwischen dem alluvialen Talboden der Val Rendena und der Borzago kapelle rund 250 *m*, dem Valentinokirchlein 300 *m*.

Beim Aufstieg vom Orte Borzago trifft man gleich zuerst eine Schutthalde von Rendenaschiefern, Glimmerschiefern und Gneisen, die vielleicht schon eine leichte Metamorphose erfahren haben. Es folgt Moräne mit kolossal viel Sabbionediorit, mit Porphyriten, die große Feldspateinsprenglinge enthalten, und mit sehr wenig Tonalit. Ein Sabbionedioritblock enthielt einen Schiefereinschluß.

Bei einem verlassenen Hause stehen stark zerrüttete phyllitische Glimmerschiefer an. Weiterhin erkennt man, daß die Rendenaschiefer flach bis mittel nach NNO geneigt sind. Kurz vor der Kapelle ist ein guter Aufschluß, in dem sie etwas gefaltet sind. Ich maß dort an einer Stelle OW-Streichen und mittleres N-Fallen. Auch hier herrschen phyllitische Glimmerschiefer mit Quarzlagen. Unmittelbar unter der Kapelle ist ist ein fast dichter dunkler Porphyritgang (99, XV. 5) aufgeschlossen, der ungefähr N streicht, offenbar steil steht und sich von einer Mächtigkeit von wenigen Dezimetern rasch verschmälert. Die Schiefer neben ihm streichen wieder OW bei mittlerem N-Fallen. Gleich hinter der Kapelle maß ich in ihnen steiles NNO-, bald darauf aber steiles NW-Fallen. Hier treten verschiedene Gneisarten auf. Die Straße durchschneidet nun den auf *G* ersichtlichen südlichen Ausläufer des Sabbionediorites des Corno alto. Zuerst stellen sich vereinzelte Apophysen von zum Teil $1/2$ *m* Breite in den Schiefern ein; dann folgt eine größere Anzahl von ihnen und endlich die zusammenhängende Dioritmasse. Der Diorit umschließt Schollen und kleine Einschlüsse der Schiefer. Diese sind stark gefaltet, deutlich metamorph, zum Teil geradezu als Hornfelse mit

[1]) Leider stand mir für dies Tal *O* 25 nicht zur Verfügung.

Andalusit, Staurolith und Sillimanit entwickelt. Die Mächtigkeit der Dioritapophysen wechselt sehr: die schmalsten, die ich dort sah, waren nur 10 *cm* stark.

An der Stelle, wo auf der Karte (*G*, *A*, *O* 50) ein Weg rechts vom Hauptweg nach NW führt, steht immer noch Sabbionediorit an, und wird etwas höher rechts oben von einem Porphyritgang durchsetzt. Dieser streicht genau N 80 O und fällt mit 52° nach N ein. (99, XV. 19—20.)

Später fehlt es auf dem Wege an Aufschlüssen. Moräne bedeckt das Anstehende. Sie enthält neben dem Diorit Tonalit und sehr viel Schiefer, darunter geradezu auffällig viel Andalusitschiefer, seltener Schiefer mit Staurolith. Nach geraumer Zeit erreichte ich eine Hütte und einen Weg, der in etwa 1350 *m* Höhe am Gehänge entlang führt. Dort fand ich wieder Schieferaufschlüsse, die nun bereits der Fortsetzung der Seniciagazone entsprechen; aber schon lange vorher bestand der Schutt nur aus Schiefer, nicht mehr aus Diorit und Tonalit, so daß er also jedenfalls von anstehenden Schiefermassen herrührt. Ich maß zuerst an einem etwas zerrütteten Aufschluß ONO-Streichen und sehr steiles (85°) N-Fallen, später NO-Streichen und steiles SO-Fallen. Dieser letztere Aufschluß liegt kurz vor dem Tälchen, das 5 *mm* nach der Kote 1006 auf *G* von dem Hauptweg des Tales überschritten wird. In dem Tälchen kommen nun oben viel Schieferbruchstücke mit Andalusit, beziehungsweise Staurolith herunter, während Diorit und Tonalit fast ganz zu fehlen scheinen und unten, wie ich auch beim Weitergehen konstatierte, nur normale Rendenaschiefer anstehen. Das beweist, daß das Tälchen bis ziemlich hoch hinauf im Schiefer verläuft, daß der Schiefer aber oben schon durch die Nachbarschaft des Diorites metamorphosiert ist. Würde es sich um Moränenschutt handeln, so müßte Tonalit stark vertreten sein. Ich habe auf Grund dieser Beobachtungen der Dioritgrenze die auf *G* gewählte Form gegeben und eine Kontaktzone quer über das Tälchen hinweggezeichnet, obwohl ich nicht persönlich hinaufsteigen konnte. Von dem Übergang über das Tälchen stieg ich schräg gegen das „*e*" von „Sega Baue" auf *G* hinunter. Ich fand in 1250 *m* Höhe glimmerschieferähnliche Feldspatphyllite ohne Anzeichen von Kontaktmetamorphose anstehend mit steilem NW-Fallen und sammelte dann noch mehrfache normale Rendenaschiefer, und zwar Glimmerquarzite und Gneise. Noch bevor ich den oberhalb der Sega Baue und der Hauptstraße entlang führenden Weg erreichte, fand ich eine Schutthalde, die hauptsächlich aus Gneisen und anderen normalen Rendenaschiefertypen besteht, darunter aber auch Andalusitschiefer führt. Da sie von Felsen dicht darüber stammen, muß sich bis hierher entweder die Kontaktmetamorphose des Tonalites oder die des Diorites erstrecken. Die Stelle ist durch das Zeichen der Kontaktmetamorphose auf *G* markiert. In derselben Schutthalde sammelte ich übrigens auch Stücke zweier verschiedener Porphyrite. (99, XV. 31. und 32.)

Auf dem breiten Wege oberhalb des Wortes „Sega" auf *G* entlang gehend, gelangt man zuerst zu dem Seitenbach, der etwa durch das „*a*" von „Baue" fließt. Er bringt gar keinen Diorit mehr herunter. Die Grenze gegen den Schiefer muß also schon ganz hoch oben entlang ziehen, was auch mit den Beobachtungen im obersten Seniciagatal stimmt. Das weiter oben gelegene Tälchen, das von Malga Persec herunterkommt, bringt von oben kontaktmetamorphe Schiefer, zum Teil typische Hornfelse und Tonalit herunter. In einzelnen Hornfelsblöcken sind kleine Tonalitgänge enthalten. Der Kontakt ist also auch hier primär. Übrigens erkennt man schon von weitem an dem Farbenkontrast, daß hier der Tonalit beginnt. Eine Schieferung konnte ich in den Hornfelsen der Persecrunse nicht erkennen. Ich konnte leider nicht mehr bis Persec hinaufsteigen, sondern mußte hinunter ins Tal und wanderte nur noch ein Stück taleinwärts. Man erkennt von unten, daß die Tonalitgrenze steil taleinwärts geneigt ist. Aufschlüsse sind unten in der Nähe der Grenze nicht vorhanden.

XII. Kristalline Randzone der Ostseite des Adamello von Val San Valentino bis zum Beginn der Trias in Val di Breguzzo.

XII. A. Val San Valentino.

(Vergl. G, A, O 50 p. p.)

XII. A. 1. Pelugo—hoher Weg des Nordgehänges Malga Praino[1])—Coël.

Wie schon auf pag. 166 ausgeführt, ist das Valentinotal ebenso wie Val di Borzago ein typisches Hängetal. Ich habe es 1891, 1900 und 1904 begangen, weil mir immer wieder einzelne Punkte noch nicht genügend klar waren. Am meisten Aufschluß erhielt ich aber auf der hier zunächst zu beschreibenden Wanderung, die ich 1900 ausführte und über deren Weg schon die Fallzeichen auf *G* Auskunft geben. Ich stieg von Pelugo schräg nach SW am Gehänge empor und in etwa 1380 *m* Höhe um die Ecke herum ins Valentinotal hinein. Unterwegs beobachtete ich überall die normalen Rendenaschiefer in ihren verschiedenen Typen, Phyllitglimmerschiefern, Gneisen, Glimmerquarziten usw. Nur im Anfang lag stellenweise viel Grundmoräne zwischen den einzelnen Felsvorsprüngen. Die Orientierung der Schiefer ist wechselnd. Ich beobachtete bald nach Pelugo: ONO-Streichen, sehr steiles S-Fallen; ebenso; ONO-Streichen, steiles N-Fallen; oberhalb der Häusergruppen vor der Ecke: mitteres NW-Fallen (? verstürzt); NW-Fallen (? verstürzt); N 80 W-Streichen, mittleres N-Fallen; hinter der Ecke, schon im Valentinotal: ONO-Streichen, mittleres N-Fallen; bei der ersten Quelle: N 85 W-Streichen, ganz steiles N-Fallen; dahinter: N 40 O-Streichen, mittleres SO-Fallen; N 35 O-Streichen, etwas steileres SO-Fallen und wiederholt SO-Fallen; hinter der zweiten Quelle: SO-Fallen; flaches SO-Fallen; SW-Fallen; O—W-Streichen, flaches S-Fallen; N 80 W-Streichen, flaches S-Fallen. In diesem letzten Aufschluß setzt ein steilstehender, N 30 O streichender 1·80 *m* mächtiger Porphyritgang mit großen Feldspateinsprenglingen auf (Nr. 293, 296, 297).

Bis hierhin haben also die Schiefer trotz allen Wechsels vorherrschend ONO- und NO-Streichen bei südöstlichem Fallen.

Es folgen am Gehänge mächtige Tonalitblockmassen, die ich indessen als alte Oberflächenmoränen deuten möchte.

Auf dem Wege erkennt man aus der Ferne gut die Stelle des Kammes, an der der Tonalit beginnt. Wie so oft, steigt auch hier der Kamm plötzlich an. Unten im Tal liegt die Grenze wesentlich weiter talaufwärts. Der Tonalit legt sich also dort auf die Schiefer.

Beim Weitergehen am Hange trifft man von neuem ausgedehnte Felsenmeere von Tonalit mit zum Teil enorm großen Blöcken. Die Vermutung liegt nahe, daß hier im Schiefer ein Tonalitstock aufsetze, da derartige Blockmeere des Gesteines sonst wohl nur in der eigentlichen Tonalitregion vorkommen. Indessen ist es mir auch hier wahrscheinlicher, daß es sich nur um eine alte Ufermoräne handelt. Hinter dieser Stelle bedecken dann massenhaft Schiefer das Gehänge, freilich zunächst nie in Aufschlüssen, die zur Bestimmung der Richtung dienen könnten. In diesen Schuttmassen fehlt der Tonalit ganz. Sie müssen also tatsächlich den Untergrund bilden. Um so wichtiger ist es, daß sie massenhaft große Kristalle von Andalusit und Staurolith, erstere mit Längen bis zu 8 *cm* bei 1 *cm* Breite enthalten. Dabei sehen die Gesteine sonst ganz normal aus und haben vielfach noch das Gepräge von phyllitischen Glimmerschiefern. Ich habe an dieser Stelle auf *G* das Zeichen der Kontaktmetamorphose eingetragen.

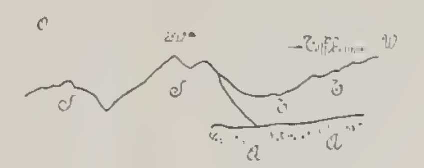
[1]) Nicht Praina

Beim Weitergehen sah ich bei der herrschenden Beleuchtung sehr schön bereits mit bloßem Auge und noch deutlicher mit dem Triëderbinokel, daß der Gipfel 2542 auf *G*, südlich des Tales, aus Schiefer besteht, auf den sich noch eine Kleinigkeit vor der tiefsten Einsattelung Tonalit auflegt. Die beistehende Skizze bringt das auch zum Ausdruck.

Auf Grund dieser Fernbeobachtung ist das betreffende Stück der Grenzlinie auf *G* eingetragen.

Am Wege zeigen die Schiefer sehr bald nicht mehr die großen Andalusit- und Staurolithkristalle, wohl aber stellen sich nun, und zwar schon vor Praino echte Hornfelse, und zwar sowohl astitischer wie aviolitischer Natur ein. Die Orientierung der Schiefer fand ich oberhalb der letzten Hütte vor Praino zu N 25 O bei ganz steilem SO-Fallen, dann N 55 O bei saigerer Stellung (etwas verbogen), aber gleich darauf noch in demselben Aufschluß N 75 O bei steilem S-Fallen. Bei Praino selbst stehen Astite mit Quarzknauern an. Sie streichen N 15 W bis N 10 O und fallen mit 65° nach W ein. Unmittelbar an dem Kreuz bei Praino ist ein oberflächlich etwas zerrütteter Aufschluß von Aviolit, der mit mittlerer Neigung nach SW fällt. Hinter Praino führt ein schmaler, stellenweise schwer zu findender Pfad über die steilen Hänge hinweg nach dem Coël di Vigo, nach dem Verfall von Malga Vallino der obersten Sennhütte des Tales, in der ich mehrmals

Fig. 45.



Ansicht des Berges 2542 *m* vom Nordgehänge der Val San Valentino.
S = Schiefer. — *T* = Tonalit. — *A* = Schutt.

schlafen mußte. Auf diesem Pfade überschreitet man mehrere Bachrunsen. In der ersten stehen stark zerrüttete hochkristalline Schiefer an, die flach in ungefähr nordnordwestlicher Richtung zu fallen scheinen, und ebenso, wie übrigens auch bei Praino selbst, dünne Quarzlagen führen. Im zweiten Tälchen streichen dieselben Schiefer zwischen O und N 65 O und fallen mit mittlerer Neigung nach N ein. Dann folgen noch mehrmals dieselben Gesteine bis zur letzten Runse vor Coël, die in sehr steile, glattgeschliffene, feuchte und daher schwer zu begehende Felsen eingeschnitten ist. Die Felsen bestehen unten in der Runse aus N 38 bis 55 O streichenden, ganz steil N fallenden Schiefern, während oben auf dem Hange schon die Tonalitzinnen sichtbar sind. Der Schiefer streicht also unter den Tonalit hinunter. Ein Ziegenpfad führt etwas höher über die Runse hinweg. Dort beobachtete ich im Schiefer einen Tonalitgang, dessen Grenzen ebenso wie eine eingeschlossene Schieferscholle N 40 O streichen. Er schneidet einen in den Schiefern steckenden älteren Porphyritgang quer ab. Der Porphyrit ähnelt dem von G. vom Rath vom Ausgang des Valentinotales beschriebenen Dioritporphyrit durch die massenhaften großen Feldspateinsprenglinge, hat aber eine ganz eigentümliche Beschaffenheit der Grundmasse, die mir auf Kontaktmetamorphose zu deuten scheint. (Nr. 322, 323.) Am letzten Vorsprunge oberhalb Coël beobachtete ich N 40 O streichende, mit 70—80° nach NW fallende Schiefer, dann ein Gestein mit großen Feldspateinsprenglingen und hornfelsartiger Grundmasse, das wohl auch ein kontaktmetamorpher Porphyrit ist, vielleicht aber auch ein Hornfels mit Feldspatinjektionen sein könnte (Nr. 324, 325) und dann von neuem Schiefer mit

erst N 60 O-, dann N 65 O-Streichen und steilem N-Fallen. Schließlich steigt man nach Coël hinunter. Selbstverständlich haben die Schiefer auch hinter Praino stets den Charakter hochmetamorpher Bildungen, doch sind sie meist deutlich schiefrig struiert, während in der Umgebung von Praino auch ganz richtungslos struierte Hornfelse auftreten.

Die Messungen über die Orientierung der Schiefer habe ich absichtlich mit großer Ausführlichkeit mitgeteilt, um dem Leser zu zeigen, daß die Anpassung vorher gefalteter Gesteinsmassen an eine neuentstehende Intrusivkontaktfläche keine Hypothese, sondern Tatsache ist.

XII. A. 2. Coël—großer Weg auf dem linken Ufer des Tales—Darè.

Unmittelbar unter Coël sind am Wege mehrfach Aufschlüsse in den schiefrigen Hornfelsen, alle etwa mit ONO-Streichen und steilem (75—80°) unter den Tonalit, also nach NNW gerichtetem Fallen. Etwas weiter vom Kontakt entfernt ist das Fallen wohl etwas weniger steil. Vor der letzten Runse, in der in der Höhe auf der eben geschilderten Wanderung der ältere Porphyritgang gefunden wurde, steigt der Weg eine kleine Strecke weit an, um dann im Zickzack steil zur nächsten Talstufe hinunterzugehen. Von dieser auf *G* und *A* aus der Wegzeichnung leicht erkennbaren Stelle sieht man, was in XII. A. 4. noch näher erläutert werden wird, daß der Felsvorsprung rechts des Hauptbaches größtenteils aus Tonalit besteht, daß aber die Grenze zwischen ihm und dem Schiefer noch auf dem rechten Ufer steil in die Höhe zieht. Es schiebt sich also in dem Tal bei Coël eine Schieferzone mitten in den Tonalit hinein.

Es fehlen dann einige Zeit lang alle Aufschlüsse, bis noch einmal ein glattabgeschliffener, geschrammter Rundhöcker sichtbar wird, der aus WNW streichenden, stark gefalteten schiefrigen Hornfelsen besteht. Kurze Zeit darauf, noch bevor man sich unterhalb Praino befindet, trifft man eine aus denselben Gesteinen bestehende Schutthalde. Dann aber fehlen Aufschlüsse ganz und gar, bis man die Stelle südlich des „*g*“ von „Alla Sega“ auf *G* erreicht, an der sich die beiden Hauptwege der linken Talseite vereinigen. Dort stehen stark gebogene N 30—35 O streichende und flach bis steil SO fallende Schiefer an. Es sind hauptsächlich helle Glimmerschieferphyllite mit großen Granaten und langgestreckten Chloritpseudomorphosen nach einem anscheinend ganz verschwundenen Mineral. Sie enthalten Quarzlinsen und wechsellagern gleich darauf mit härteren gneisartigen Gesteinen. Sämtliche Proben zeigen auch mikroskopisch keine Spur einer Kontaktmetamorphose. Nicht sehr weit unter dem Kirchlein sind dieselben gefalteten Schiefer noch einmal aufgeschlossen; und noch etwas weiter unterhalb fand ich sie zum drittenmal in einer Schutthalde. Auch hier tritt das langgestreckte dunkle Mineral in ihnen auf. Beim weiteren Abstieg nach Darè traf ich nur wenig Morane, meist Schutt und anstehende typische Rendenaschiefer, hauptsächlich Glimmerschiefer, selten Gneise.

XII. A. 3. Villa Rendena—rechtes Ufer—Malga Stracciola[1].

Unmittelbar über dem Orte steht eine riesige Kastanie, von den Einwohnern „la madre“ genannt, 20 große Schritte im Umfang messend, die größte, die ich je sah. An ihr vorbei erreicht man den schon von G. vom Rath[2]) beschriebenen Dioritporphyrit, der in der Tat als Gang in den Schiefern aufsetzt. Am Wege ist er ganz zerrüttet. In der Schlucht schien er mir bei meinem ersten Besuche (1891) SO zu fallen. Bei dem zweiten Besuche (1900) konnte ich mir nicht darüber

[1]) Im Dialekt „Stracciöla“

[2]) 1864. pag. 265.

klar werden. Riva hat später diesen Gang auf Grund meines davon gesammelten Materiales neu untersucht, chemisch analysiert und zu den Suldeniten gestellt. (1896, I., pag. 194, und 1897, pag. 11.) Von hier an bis zur Stelle, wo der Weg den Talboden erreicht, sind die Rendenaschiefer vielfach aufgeschlossen. Es sind die bekannten Mitteltypen zwischen Phyllit und Glimmerschiefer, die hier vorherrschen und mit quarzitischen Gesteinen wechsellagern. Sie sind stark zerrüttet; doch fallen sie anscheinend stets flach in südlichen Richtungen ein, gelegentlich bis SO und SW. Nördliches Fallen sah ich nie. Von da an fehlt es unten im Tal an Aufschlüssen bis zu der Stelle, an der ich das Zeichen der Kontaktmetamorphose auf *G* eingetragen habe. Doch fand ich auch hier in dem allerdings zum Teil wohl aus Moränen stammenden Schutt dieselben Gesteinstypen, die ich in XII. A. 1. geschildert habe, und zwar vor allen Dingen Muskovit-, daneben Biotitglimmerschiefer, zum Teil phyllitisch entwickelt, die ersteren oft mit großen Granaten, Gneise und kontaktmetamorphe Typen, unter diesen indessen relativ selten jene charakteristischen Andalusitkontaktschiefer. Die Glimmerschiefer enthalten auch hier vielfach Quarzlagen und -linsen. An der Stelle, an der das Zeichen der Kontaktmetamorphose auf *G* eingetragen ist, wenig vor einem am Ende eines Wiesenplanes gelegenen Hause, kommen vom Gehänge Schutthalden herunter, die aus Glimmerschiefern mit großen Andalusiten, vielleicht auch vereinzelten Staurolithen bestehen. Sehr bald dahinter sammelte ich aber unten am Gehänge schon echte schiefrige Hornfelse; und kurz vor der Malga Stracciola fand ich auf der großen Schutthalde, auf der die Hütte liegt, vereinzelte Stücke von echten richtungslos struierten Hornfelsen neben dem weit überwiegenden Tonalit. Woher hier die Hornfelse stammen, weiß ich nicht. Ich vermute indessen, daß sie von dem ja aus Schiefer bestehenden Gipfel 2542 herunterstürzen. Der ganze untere Talkessel um Stracciola scheint aus Tonalit zu bestehen. Von dem letzten Felsvorsprung, der den Kessel im Osten gegen das untere Tal abschließt, brachte mir mein Träger von den von mir selbst bezeichneten Stellen nur Tonalit herunter; und rings herum war nur Tonalit zu sehen. Leider war während dieser Wanderung[1]) mehrere Tage lang die ganze Hochregion von dichtem Nebel verhüllt, so daß eine Ersteigung des Kammes nutzlos gewesen wäre.

Beim Wege von Stracciola nach Coël sah ich keine Aufschlüsse, bevor ich die bereits beschriebene Straße erreichte.

XII. A. 4. Obere Val San Valentino bei und oberhalb Coël.

Bei Coël steht auf dem rechten Ufer Schiefer, auf dem linken aber unmittelbar über der Hütte und in der benachbarten Runse bis zum oberen Rande des Schuttes normaler hornblendehaltiger Tonalit an. Erst auf der Ostseite der Runse ist schiefriger Hornfels unter dem Tonalit entblößt. Der Tonalit enthält unmittelbar an der Grenze keine Hornblende. Schon in 20 Schritt Entfernung aber hat er seinen normalen Charakter. Der „Glimmertonalit“ hat deutliche Fluidalstruktur und enthält langausgezogene Schlierenknödel, die ihr parallel gehen, aber ebenso wie sie einen ziemlich stumpfen Winkel zur Grenze bilden. Die vorherrschende Klüftung steht dort anscheinend senkrecht zur Grenzfläche, nicht genau parallel der Fluidalstruktur. Die umstehende Skizze, Fig. 46, erläutert diese Verhältnisse.

Geht man von Coël über die kleine Brücke auf das rechte Ufer hinüber und auf dem nach dem Baito Stracciola[2]) führenden Wege entlang, so durchschreitet man dort die ganze Breite des

[1]) 21. bis 22. September 1904.

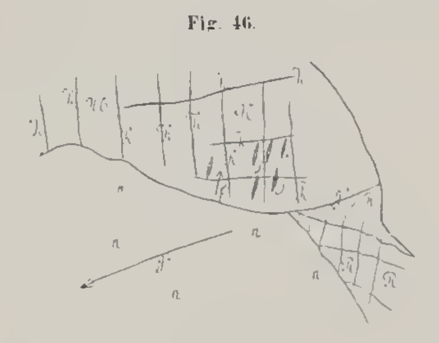
[2]) Höher als Malga Stracciola. Vergl. *A*; auf *G* bei der Kote 2006.

22*

schon in XII. A. 2. erwähnten Schieferkeiles. Ich schätze sie auf wenig mehr als 100 *m* von der Brücke. Sie besteht dort aus denselben Hornfelsen, die man auch auf dem Hauptwege nach Coël antrifft. Als Streichen maß ich N 50—66 O bei sehr steilem, fast vertikalem N-Fallen. Gleich hinter den Schiefern trifft man den Tonalit erst in Trümmern, dann anstehend und findet auch eine ganze Strecke weit gegen Stracciola hin kein anderes Gestein.

Um die Ausdehnung der Schieferzone nach W zu untersuchen, ging ich 1904 noch einmal in das Tal hinein und beging, leider im dichtesten Nebel, das Talstück oberhalb Coël. Das ganze linke Ufer[1]) besteht bis zu den zerfallenen Hütten von Malga Vallino aus normalem Kerntonalit. Das rechte Ufer aber wird im wesentlichen von verschiedenartigen schiefrigen und nichtschiefrigen, gern rotbraun verwitternden Hornfelsen gebildet. Nach der ersten großen Runse suchte ich sie auf der linken Talseite vergeblich bis zu einer Höhe von 1835 *m*. Wohl aber scheinen sie auf der rechten Talseite in einer auf *G* schematisch dargestellten spitzen Zunge höher hinauf zu gehen. Wenigstens fand ich sie dort[2]) noch 60 *m* über der Talsohle in 1815 *m* Meereshöhe. Sie sind von Tonalitgängen durchdrungen: und dieser Tonalit hat offenbar stellenweise große Mengen des

Fig. 46.



Ansicht der Ostwand der Runse oberhalb Coël.

R = Rendenaschiefer. — *H T* = Hornblendetonalit — *G P* = Glimmertonalit. — *f* = Richtung der Fluidalstruktur. — *S* = Schlierenknödel. — *K* = Klüfte im Tonalit. — g_1 = beobachtete, g_2 = vermutete Grenze *n* = nicht aufgeschlossen.

Schiefermateriales aufgelöst und dadurch einen ganz sonderbaren Habitus angenommen, der mich vielfach an den des Granattonalites in der Foppa des Monte Aviolo[3]) erinnerte.

Leider konnte man an dem betreffenden Tage ebenso wie an dem folgenden in der Höhe kaum 30—40 *m* weit sehen. Sonst würde ein einziger Augenblick ausgereicht haben, um die Verteilung und das Fortstreichen der durch ihre Farbe schon aus der Ferne vom Tonalit unterscheidbaren Schiefer festzustellen. So kann ich es nicht ausschließen, daß die Schieferzone etwa noch weiter in das Tonalitgebirge hinaufreicht.

[1]) In meinem Tagebuch habe ich, aber offenbar nur aus Versehen, die Bezeichnungen links und rechts umgekehrt. Indessen glaube ich nicht, daß mich meine Erinnerung täuscht.

[2]) Von dieser Stelle weiß ich sicher, daß sie auf der rechten Talseite liegt. Es geht übrigens auch aus meinen Einträgen in der Karte hervor.

[3]) Vergl. Salomon 1890, pag. 542—543.

XII. B. Südlicher Abschnitt.

XII. B. 1. Tione—Verdesina—südliches Gehänge der Val San Valentino—Rio Finale.

(Vergl. *G*, *A*.)

Die Landstraße Tione—Villa habe ich nur befahren. Die Einträge, die sich dort auf *G* finden, sind teils von Bittner übernommen, teils beruhen sie auf Beobachtungen, die ich auf einem rot markierten Wege oberhalb der Chaussee machte. Auf diesem Wege findet man zunächst hinter Tione immer nur Moräne. Erst oberhalb der Stelle, an welcher der Fluß die scharfe nach W gekehrte Serpentine beschreibt, fand ich Aufschlüsse von groben und feinen Granwacken des Perms. Weiterhin trifft man am linken Ufer des Rio Finale wenig oberhalb Verdesina anstehenden Porphyr. 350 *m* nordnordwestlich dieses Punktes, etwa an der Kote 758 auf *A*, quillt aus dem Gehänge viel Schutt von Rendenaschiefern heraus, die zweifellos dort anstehen. Zwischen den beiden Stellen streicht die Judikarienlinie durch. Von da an ging ich an dem Hange entlang meist über Wiesen bis zu der bereits beschriebenen Straße, die von Villa ins Valentinotal führt. Ich erreichte sie an der Stelle, an der der Stein mit der Aufschrift: „Forestale 1884" steht. Bis dahin war auf dem Weg meist nur Moräne erschlossen. Der von anstehendem Gestein herrührende Schutt besteht aber ausschließlich aus normalen Rendenaschiefern. Ich stieg nun den auch auf *G*, besonders deutlich aber auf *A* erkennbaren Verbindungsweg hinauf, auf dem man den oben am Gehänge des Valentinotales entlang führenden Weg erreicht, folgte diesem etwa bis zum „*i*" von Valentino auf *A* und stieg dann schräg über die Hütten 1203 auf *A* zum Haupttalweg hinunter. Auch auf dieser Strecke sind Grundmoränen weit verbreitet: Aufschlüsse im älteren Gestein fehlen ganz; doch läßt von Zeit zu Zeit Schutt erkennen, daß der Untergrund von normalen Rendenaschiefern gebildet wird.

Das Tal des Rio Finale habe ich leider nie selbst begehen können. Es wurde mir erzählt, daß sich an einer Stelle etwa 2—300 *m* nördlich von dem Bach ein Pyritvorkommnis und daneben eine Eisenmagnesiaquelle befinde. Nicht weit davon entfernt soll eine „miniera di piombo", also wohl ein Bleiglanzgang, vorhanden sein.

XII. B. 2. Tione—Breguzzo—Bondo—Val di Breguzzo.

(Vergl. *G* und *A*.)

Bei Tione lagert sich ein diluviales Aufschüttungsplateau[1]), in das sich Sarca und Arnò tiefe Betten eingeschnitten haben, vor die Triasschichten des Monte Pozzi. Die Straße nach Breguzzo führt im Arnòtal aufwärts. Bei meinem letzten Besuch (1904) war das erste Stück neuangelegt. Die Straßenmauern bestanden hauptsächlich aus frisch gesprengten Tonalitblöcken; und so waren und sind hier wohl noch auf einige Jahre eine Anzahl charakteristischer Strukturbilder des Tonalites in seltener Schönheit zu sehen. Die im allgemeinen Teil wiedergegebenen Bilder sind hier aufgenommen. Weiter gegen Breguzzo hin und ebenso hinter dem Orte an der Straße nördlich des Arnò bis kurz hinter die Höhenzahl 897 auf *A* ist weißgrauer, vollständig zerdrückter und zerknitterter Hauptdolomit aufgeschlossen. Ich prüfte ihn an zahlreichen Stellen mit Salzsäure und fand ihn tatsächlich überall aus Dolomit zusammengesetzt. Auch bei und in dem Orte Bondo ragen Hauptdolomithügel auf. Dieser Hauptdolomit ebenso wie die westlich von ihm folgenden älteren Triasbildungen gehören, wie Bittner hervorhob, geologisch nicht zum Adamellogebiet. Er liegt

[1]) Vacek (Über die geologischen Verhältnisse des südlichen Teiles der Brentagruppe", Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanstalt 1898, pag. 211) beschreibt es genauer und faßt es als Rest eines alten Seebodens auf

noch östlich der Judikarienlinie. Folgen wir zunächst der Wegroute, die ich im Jahre 1900 mit meinen damaligen Schülern, den Herren Dr. Erdmannsdörffer und Dr. Philipp, beging. Wir stiegen, wie auch bereits früher einmal kurz mitgeteilt[1]), von Bondo über die Hauptdolomitzone auf der Nordseite des Arnò schräg in die Höhe, erreichten zuerst die weite morastige und moränenbedeckte Hochfläche von Predamora (*G*, *A*), gingen dann zum Walde empor und folgten einem guten Wege nach Malga Lodraniga. Nicht sehr lange vor dieser Alm treten Schutthalden von typischen Rendenaschiefern auf. Es sind meist jene oft zitierten Gesteine, die etwa an der Grenze zwischen Glimmerschiefer und Phyllit stehen und die man daher, wenn man zuletzt in einem Glimmerschiefergebiet gearbeitet hat, mehr zu den Phylliten, wenn man in einem Phyllitgebiet gewesen ist, eher zu den Glimmerschiefern wird rechnen mögen. Es ist das schließlich nicht sehr wichtig. da ja die beiden Gesteinsgruppen nicht scharf voneinander trennbar sind. Immerhin muß ich bekennen, daß ich die im Rendenatal auftretenden Typen jetzt im Gegensatz zu früher doch in viel größerer Zahl zu den Glimmerschiefern stellen möchte. Schon vor Lodraniga treten übrigens auch ganz ausgesprochene Granatglimmerschiefer auf. Nachher stellen sich echte und phyllitische Gneise als Einschaltungen ein. Dieser ganze Gesteinskomplex hält bis nach Stablei an: und auch nachher, bis kurz vor Malga Acquaforte, kommen vom oberen Gehänge Blöcke derselben Gesteine herunter. Wir gingen damals von Lodraniga oben am Hange entlang, stiegen zur Malga Malgola und dann zu Stablei hinunter. Von dort verfolgten wir den Weg unten im Tal bis Malga Triveno. In der Strecke bis kurz vor Malga Acquaforte sah ich keine makroskopischen Anzeichen einer Kontaktmetamorphose. Wohl aber habe ich bereits 1901[2]) hervorgehoben, daß in dem Nebengestein des Erzganges von S. Teresa oberhalb Stablei Staurolith mikroskopisch nachweisbar ist. Der betreffende Punkt ist wenigstens 1875 *m* vom Kontakte des Tonalites entfernt. Zufälligerweise ließ ich später noch einige Proben des Lodranigagesteines schleifen. Dabei stellte sich zu meinem Erstaunen heraus, daß auch in einem phyllitischen Gneis von dort Staurolith in mikroskopischen Kriställchen vorhanden ist. Der Fundort dieses Gesteines liegt in der Luftlinie etwa 3750 *m* vom nächsten Tonalitkontakt entfernt. Es ist das die größte Entfernung, bis zu der es mir gelang die Kontaktmetamorphose im Adamellogebiet nachzuweisen und wohl eine der größten, bis zu der überhaupt kontaktmetamorphe Änderungen nachgewiesen worden sind. Sie sind so groß, daß ich im Anfang fast Bedenken trug sie als solche anzuerkennen. Es kann indessen kein Zweifel darüber bestehen, daß der Staurolith und Andalusit der Rendenaschiefer ein Kontaktprodukt ist.

G. vom Rath (1864, pag. 264) gibt nun allerdings an, daß aus „den kristallinischen Schiefern der Val Breguzzo isolierte Massen von Tonalit hervorzubrechen scheinen". „So erblickte ich eine halbe Stunde oberhalb Breguzzo von der nordöstlichen Talwand eine mächtige Halde von Tonalitblöcken sich herabziehen. Ein anderes isoliertes Vorkommen von Tonalit liegt an derselben Talwand gegenüber der Val d'Arno." Ich habe diese Tonalitvorkommnisse nicht gefunden und möchte bis auf weiteres glauben, daß es sich analog den auf pag. 168 beschriebenen Tonalithalden in Val San Valentino lediglich um Tonalitufermoränen handelt.

Malga Acquaforte hat ihren Namen nach einer Quelle, die eine halbe Stunde unterhalb der Hütte liegen soll, die ich aber nicht selbst fand. Es soll ein fingerdicker Wasserstrahl sein, der sehr viel Eisenocker absetzt und seinen Eisengehalt jedenfalls einem der noch zu erwähnenden Erzgänge verdankt. Kurz vor der Malga liegen massenhaft Blöcke von Glimmerschiefern herum,

[1]) 1901, pag. 736—737.

[2]) Pag. 733.

die von zahlreichen langgestreckten Kristallen von Andalusit und kürzeren Prismen von Staurolith erfüllt sind. Diese Mineralien erreichen indessen nicht die Dimensionen wie in der Val San Valentino. Die längsten Andalusite, die ich sah, haben 5 *cm* Länge. Unter den Staurolithen sah ich Zwillinge nach $\frac{3}{2} P \frac{\bar{3}}{2}$ (232). Es sind an ihnen die Flächen ∞P (110) und $\infty P \breve{\infty}$ (010) entwickelt[1]). Die Andalusit- und Staurolithkontaktglimmerschiefer halten nun einige Zeit lang an. Oberhalb der Malga Acquaforte setzt ein Felshöcker von der anderen Talseite herüber und erzeugt einen kleinen Wasserfall. Er besteht aus glimmerigen Quarziten mit einer Amphiboliteinlagerung. Unmittelbar darüber folgen aber wieder die typischen Kontaktglimmerschiefer mit Quarzlinsen. Bei dem steilen Anstieg nach Triveno liegen mächtige Blöcke von Hornfelsastiten herum; es folgen aber bei einem Wasserfall wieder Aufschlüsse mit Gesteinen, die etwa in der Mitte zwischen schiefrigen Hornfelsen und den Kontaktglimmerschiefern der äußeren Zone stehen. Die Andalusite sind in ihnen nicht mehr viel über einen Zentimeter lang und wittern nicht mehr so leicht heraus als in den Gesteinen der äußeren Zone. Staurolith sah ich dort überhaupt nicht mehr.

Nun treten glazial geglättete Rundhöcker unmittelbar an den Bach heran. Der Bach führt über sie hinweg und zeigt bis Triveno einen fortwährenden Wechsel von Quarzlagenastiten mit sehr verschiedenartigen anderen schiefrigen Hornfelsen, vom Typus derjenigen, die auch in Val San Valentino nahe dem Kontakte vorherrschen.

Was die geologische Orientierung des ganzen Schieferkomplexes betrifft, so maß ich an verschiedenen Stellen der Gegend von Lodraniga N 45 O-Streichen, 30° S-Fallen; N 50 O-Streichen, mittleres bis mäßiges SO-Fallen; N 65 O-Streichen, 44° SO-Fallen; N 70 O-Streichen, 20° S-Fallen; SO-Fallen; an der Quelle hinter Lodraniga erst OSO-, dann immer wieder SO-Fallen bis zu der flachen Talsenkung, in der das oberste Haus von Lodraniga auf den Karten eingezeichnet ist. Zwischen Lodraniga und Malgola fand ich N 35 O-Streichen, 50° S-Fallen; bei Malgola SO-Fallen; kurz vor Santa Teresa tiefer unten im Bach N 35 O-Streichen, ganz flaches S-Fallen; neben dem Erzgang von Santa Teresa N 75 O-Streichen, mittleres S-Fallen.

Es herrscht also in dem äußeren Talabschnitt im großen und ganzen NO-Streichen bei wechselndem SO-Fallen vor, wenn auch lokale Faltungen fast überall nachweisbar sind.

In den Aufschlüssen unmittelbar oberhalb Malga Acquaforte ist das Streichen ebenfalls bestimmbar. Ich fand dort ein ungefähr nordöstliches Streichen und in dem Amphibolit ein anscheinend NW gerichtetes Fallen. Doch sind die Gesteine dort stark gefaltet. Noch etwas höher fand ich steiles SSO-Fallen. Bei dem steilen Anstieg nach Triveno maß ich zuerst N 25 O-Streichen und steiles NW-Fallen, dann wieder NNO-Streichen, ganz steiles NW-Fallen; wiederholt N 10 O-Streichen und ganz steiles W-Fallen, einmal N 10 O-Streichen bei saigerer Stellung oder äußerst steiler O-Neigung, dann aber wieder N 10 O-Streichen, ganz steiles W-Fallen und dasselbe auch unmittelbar vor der Malga Triveno auf dem letzten Rundhöcker vor der Hütte.

Porphyritgänge scheinen selten zu sein. Ich fand nur einen vor dem obersten Haus von Lodraniga in einem N 70 O streichenden, etwa 20° S fallenden Glimmerschiefer. Es war nur das eine Salband aufgeschlossen. Dies streicht etwa N 45 W. Salbandverdichtung ist deutlich erkennbar. (Nr. 349—350.)

[1]) Vergl. 1901, pag. 183.

XII B. 3. Talkessel bei Malga Triveno.

(Vergl. *G* und *A*.)

Über diesen wichtigen Talabschnitt habe ich schon früher ziemlich eingehende Mitteilungen gemacht[1]. Im folgenden sollen sie mit genauer Ortsbeschreibung verknüpft werden, damit meinen Nachfolgern eine Kontrolle der für das Gesamtgebiet wichtigen Ergebnisse an Ort und Stelle erleichtert wird. Ich ging bei Triveno oberhalb der Talenge auf das rechte Ufer hinüber. Dort stehen Rendenaschieferhornfelse mit N 15—25 O-Streichen und steilem O-Fallen an. Sie enthalten, wie überhaupt die Rendenaschiefer des Tales, vielfach Quarzlinsen und -lagen und sind zum Teil typische Aviolite. Gleich darauf, noch weiter gegen den Kontakt, streichen sie N 40 O bei ganz steilem O-Fallen. Ich stieg nun in dem Seitentälchen links in die Höhe und fand in ihm anstehend links Grödener Sandstein, rechts Werfener Schichten. Die letzteren bestehen aus dünnschichtigen Marmorlagen und Silikatknollen mit Erzpartikelchen, weiter oben auch aus Biotitschiefern und gebänderten Schiefern, wie sie für dies Niveau im inneren Kontakthof charakteristisch sind. Der ganze Komplex streicht N 25 O und fällt mit etwa 80° nach O ein. Der Grödener Sandstein entspricht genau den am intensivsten metamorphosierten Typen aus der Val Daone. Weiter höher streichen die Werfener Schichten N 40 O und fallen steil nach O ein. In noch größerer Höhe stieg ich wieder über den Grödener Sandstein zu den Rendenaschiefern zurück. Der Sandstein kann hier höchstens 50 *m* mächtig sein, die Werfener Schichten wahrscheinlich nur 6—8 *m*. Auf den von oben herunterkommenden Schutthalden sammelte ich konglomeratische Varietäten des Grödener Sandsteines mit Geröllen von Hornfelsen und eigentümlichen Hornblendegesteinen, die „auf den ersten Blick an manche Schlierenknödel des Tonalites erinnern, aber zweifellos amphibolitischen Einlagerungen der kristallinen Schiefer entstammen" (1901, pag. 738). Ich bin, wie bereits auf pag. 165 ausgeführt, jetzt doch unsicher geworden, ob diese Gesteine nicht vielleicht älteren, vorpermischen Intrusivgesteinen angehören. Sie bestehen wesentlich aus Hornblende, daneben aus unbedeutenden Mengen von Plagioklas und noch weniger Biotit und Quarz. Daß sie nicht dem Tonalit angehören können, ist selbstverständlich, da sogar das Zement, in dem sie liegen, von dem wenig entfernten Tonalit hochgradig metamorphosiert ist.

In noch größerer Höhe gabelt sich die Runse. Die rechte Seite des rechten, für den Aufsteigenden linken Astes besteht aus schiefrigen Hornfelsen mit Avioliteinlagerungen. Dann folgt gegen den Tonalit hin wieder Grödener Sandstein, unaufgeschlossenes Terrain und weißer Marmor, dieser zum Teil mit großen gelbgrünen Knollen einer dem Pseudophit von Markirch im Elsaß ähnlichen Substanz. Von da an bis zum Kontakte des Tonalites steht gleichförmiger weißer, dünnplattiger Marmor an. Er streicht am Kontakt N 19 O und fällt steil nach O ein, legt sich also scheinbar auf den Tonalit auf. Seine Mächtigkeit dürfte möglicherweise 200 *m* erreichen. Daß dieser Marmor dünnplattiger ist als es bei dem kontaktmetamorphen Zellenkalke der Fall zu sein pflegt, das habe ich bereits 1901 hervorgehoben. Wahrscheinlich entspricht er dem Zellenkalk und dem unteren Muschelkalk zusammen.

Der Tonalit ist nahe dem Kontakte normal, hornblendehaltig, aber etwas kleinkörnig. In einer feinkörnigen aplitischen Varietät fand ich Spalten des Gesteines ganz mit dünnen schwarzen Nädelchen bekleidet. Auf der linken, östlichen Seite des Talkessels waren zur Zeit meines Besuches die allerhöchsten Teile des Kammes leider von Wolken verhüllt. Doch konnte man deutlich erkennen, daß die Tonalitgrenze sich dort in der Höhe gegen ONO wendet und so die

[1]) 1901, pag. 737—740.

ganze Trias mit dem Grödener Sandstein und einem Teil der Rendenaschiefer abschneidet. Ich bedauere es sehr diesen Kamm nicht haben besteigen zu können. Auf dem Wege zur Bocca della Cunella würde man jedenfalls die Grenzverhältnisse deutlich erkennen. Ich vermute, daß in dem Tonalit noch abgesprengte Schollen der Sedimente schwimmen werden.

Auf der rechten Talseite sah ich solche Fetzen von Marmor im Tonalit der Cima Val Agosta.

XII. B. 4. Hauptweg in Val di Breguzzo.

(Vergl. *G* und *A*.)

Während die Wanderung oben am Gehänge von Lodraniga eine große Anzahl von Aufschlüssen zeigt, findet man an dem Hauptweg beim Abstieg von Stablei nach Bondo nur einen einzigen Aufschluß in den Rendenaschiefern. Dort ist schon nicht mehr weit von der Judikarienlinie ein Granatmuskovitschiefer mit großen Porphyroblasten von Granat entblößt. Er ist stark zerrüttet, scheint aber mit 30° etwa südöstlich zu fallen.

Gleich hinter der Brücke an dem „*A*" von „Trt. Arnò" auf Aegerters Karte beginnt die durch die Judikarienlinie geologisch vom Adamellogebiet getrennte, orographisch aber damit verbundene Scholle des Monte Pozzi. An der talauswärts folgenden Brücke, an der eine Straße über den Bach und nach Bondo führt, stehen sehr ebenflächige schwarze, mit HCl brausende Kalke an. Sie streichen N 37 O und fallen mit 84° nach W ein.

In demselben Aufschluß folgen talauswärts knollige Kalke; dann fehlt eine kurze Strecke weit anstehendes Gestein und endlich folgt grauer Kalk und Dolomit.

Ich habe auf die Untersuchung dieses Schichtkomplexes keine Zeit verwendet, da er durch Bittner genau bekannt geworden ist. Bittner[1]) zeigte, daß in der Arnòschlucht oberhalb Bondo und Breguzzo der untere Muschelkalk, an der hier zitierten Brücke der Knollenkalk vom Ponte di Cimego, östlicher Prezzokalk und Reitzischichten zu finden sind, daß an der Straße nördlich des Baches der Esinokalk[2]), in der Schlucht die Raibler Schichten und bei Bondo und Breguzzo der Hauptdolomit anstehen. Im Engpasse des Baches oberhalb Bondo befindet sich an einer Stelle ein isolierter Hügel von Grundmorane, möglicherweise ein Rest eines alten Endmoränenabschlusses.

XII. B. 5. Die Erzgänge der Val di Breguzzo.

(Vergl. *G* und *A*.)

G. vom Rath allein hat meines Wissens bisher eine kurze Beschreibung dieser Vorkommnisse geliefert. Er sagt[3]): „Im Breguzzotale hat man vom Jahre 1860 bis 1862 einige Bleiglanzgänge ausgebeutet. Die Grube liegt etwa zwei Kilometer oberhalb der Einmündung der Val d'Arno, am Abhange des Cingledinberges, 300—400 Fuß über der Talsohle. Dem Glimmerschiefer sind hier Lager eines dichten Chloritschiefers eingeschaltet, h $3^3/_4$-streichend, 80—84° gegen Südosten fallend. In diesem Chloritschiefer, dessen Lager eine Mächtigkeit von einem bis mehrere Lachter besitzen, treten mit gleichem Streichen und Fallen Gänge und Schnüre von Bleiglanz auf. In der Grube Santa Maria sah ich neben viel schmaleren Schnüren auch solche von 2—3 Zoll Mächtigkeit von ganz reinem Bleiglanz. Leider enthält dies Erz hier kein oder nur Spuren von Silber. Begleiter

[1]) 1881, pag. 250 oben, 257, 274, 280 oben usw.

[2]) Nach einem Funde von Stache mit *Daonella? Lommeli.*

[3]) 1864, pag. 264—265.

sind Kupfer und Magnetkies. Die Erze finden sich nur derb. Die Grube hatte bei meinem Besuche einen Stollen von 105 Lachter Länge. Die Zahl der Stollen beträgt sechs; sie liegen in vier verschiedenen Horizonten. Auch auf der südwestlichen Talseite, unmittelbar unterhalb der Einmündung der Val d'Arnò, tritt unter denselben Verhältnissen ein armer Bleiglanzgang auf. Da der Bergbau im Tale Breguzzo durchaus der Erwartung nicht entsprochen hat, so kommt derselbe wahrscheinlich in nächster Zukunft zum Erliegen."

Das alte Bergwerkshaus steht heute noch am Ausgange der Val d'Arnò und ist auf den Karten als „miniera di S. Pietro" bezeichnet. Ebenso ist das Mundloch des Stollens von Santa Teresa oberhalb Malga Stablei noch offen. Erze sah ich indessen dort nicht. Wohl aber erhielt ich Proben der Erze durch einen alten Bergmann und konstatierte darin, wie schon 1901, pag. 733, mitgeteilt, außer Bleiglanz noch Eisenkies, Kupferkies und etwas Zinkblende. Ob Eisenglanzstückchen, die ich von demselben Manne bekam, wirklich von dort stammen, ist mir zweifelhaft. Nach den Angaben meines anscheinend gut unterrichteten Gewährsmannes sollen in dem in den Gruben „S. Maria di sopra" und „di sotto" ausgebeuteten Gangsysteme Bleiglanz, Quarz und wenig Kupferkies, nach vom Rath auch Magnetkies hier auftreten. „Von einer anderen Grube unterhalb der Cima Agosta auf dem rechten Ufer des Breguzzotales sollen mir gezeigte Stücke mit Eisenkies, Kupferkies und Zinkblende stammen" [1]. Unterhalb dieser Stelle tritt unten im Tale die oben zitierte „acqua forte" auf. Angeblich soll der betreffende Gang 6 *m* Mächtigkeit haben.

Nach den jetzt mitgeteilten Daten über die Ausdehnung der Kontaktmetamorphose bis Lodraniga liegen die sämtlichen Gänge des Breguzzotales innerhalb der Kontaktzone des Tonalites. Über den eventuellen Zusammenhang mit diesem vergleiche man den allgemeinen Teil.

XIII. Der Triaspermrand der südöstlichen Adamellogruppe von Val d'Arnò bis zur Vall' Aperta.

XIII. A. Val d'Arnò.

(Vergl. *G* und *A*.)

XIII. A. 1. Val d'Arnò vom Passo del Frate (2278 *m*) bis zur Einmündung der Val Boldone.

Der Fratepaß (Mönchspaß) hat seinen Namen nach einem durch die Verwitterung isolierten kolossalen Felszahn erhalten, der von Osten her schon aus großer Entfernung sichtbar ist. Er besteht aus demselben Esinomarmor, in den der Paß eingeschnitten ist. Erst ein Stück weiter südlich und höher ersetzen die Wengener Schichten im Paßgrat den Marmor. Sie schießen flach in ungefähr nordwestlicher Richtung unter den Esinomarmor ein und bestehen hauptsächlich aus der charakteristischen rabenschwarzen Hornfelsart, die auch bei Maggiasone, am Pissalat und an vielen anderen Orten auftritt. Sie sind hier ganz ungewöhnlich mächtig und vertreten zum Teil faziell den Esinomarmor der Uza. Am klarsten wird man diese Verhältnisse aus der beistehenden, auf Maggiasone gezeichneten Profilskizze erkennen. Ich sah mit dem Triederbinokel ganz deutlich, daß im oberen Teile der Linie *a* ein zackiges Eingreifen oder Übergreifen des Esinomarmors über die Wengener Schichten stattfindet, daß also diese Linie kein Bruch sein kann. Übrigens werden wir ganz analoge Verhältnisse auch in der oberen Val Bondol wieder finden; und im kleineren

[1] Salomon 1901, pag. 733.

Maße und mit weniger steiler Böschung ist der Fazieswechsel auch auf der südlichen Seite des Profiles erkennbar.

Bei meinem ersten Besuche im Jahre 1888 stieg ich auf der linken Seite des Profiles durch die Wengener Schichten steil zum Kamm hinauf; und auch 1904 wählte ich einen ähnlichen ziemlich unangenehmen Abstieg. 1900 dagegen stieg ich erst direkt von dem Frate ein Stück weit im Esinomarmor abwärts und hielt mich dann schräg hinüber zu dem Kessel oberhalb Maggiasone. Aus den bei diesen Begehungen gemachten Beobachtungen geht hervor, daß die Felsbuckel des Kessels unter der Wand der Wengener Schichten hauptsächlich oder ganz und gar aus Reitzischichten bestehen. Ich fand in ihnen einen globosen Ammoniten. Es sind hauptsächlich Kieselknollenkalke, in denen ich in der Nähe des Baches WNW-Streichen und flaches N-Fallen konstatierte. Vom Nordgehänge des Cornovecchiokammes, also vom Südhange des Talkessels, kommen wesentlich nur Trümmer von Wengener Schichten, untergeordnet von Reitzischichten, sehr selten von Esinokalk, herunter. Der ganze Komplex fällt auf der Südseite des Kessels flach in der Kammrichtung talauswärts, während sich dieselben Schichten nördlich des Fratebaches unter den Tonalit der Uza neigen. Daher erhält man in Maggiasone den Eindruck einer Antiklinale der Wengener

Fig. 47.



Profilskizze des Passo del Frate, von Maggiasone 1740 *m*).

W = scheinbare Antiklinale der Wengener Schichten. — *E* = Esinokalk und -Marmor. — *R* = Reitzischichten des Vordergrundes. — *a* = Faziesgrenze. — 1 und 2 — Stellen mit etwas abweichendem Fallen.

Schichten, wie das auch in Fig. 47 zum Ausdruck kommt. Der Felsvorsprung unmittelbar über der Hütte von Maggiasone besteht bereits aus Wengener Schichten mit eingelagerten Kalkbänken. Auch unmittelbar unter der Hütte, im Bache, stehen die typischen rabenschwarzen, etwas gebänderten Hornfelse der Wengener Schichten an, und ebenso an der Stelle, an der man den Bach etwas oberhalb der Hütte überschreitet, um auf den oberen, ins Boldonetal führenden Weg zu gelangen. Jenseits des Baches finden sie sich dann noch einmal unterhalb des Esinomarmors anstehend. Sie fallen dort mit mäßiger Neigung noch NNW; sehr bald darauf führt aber der Weg in den Esinomarmor hinein. Im Jahre 1900 ging ich von Maggiasone auf dem auf *A* eingezeichneten zweiten niedrigeren Wege ins Boldonetal hinüber. Ich notierte dabei, daß beim Übergang auf das linke Talgehänge unterhalb der Hütte dünnschichtiger Esinomarmor mit ungefähr N 78 O-Streichen und mäßigem N-Fallen ansteht. An der Ecke aber, wo es auf diesem Wege steil hinunter ins Boldonetal geht, fand ich hochgradig metamorphe Wengener Schichten. Entweder muß also hier eine ältere Zone von Esinokalk in den Wengener Schichten liegen, oder ein Bruch senkt den östlicheren

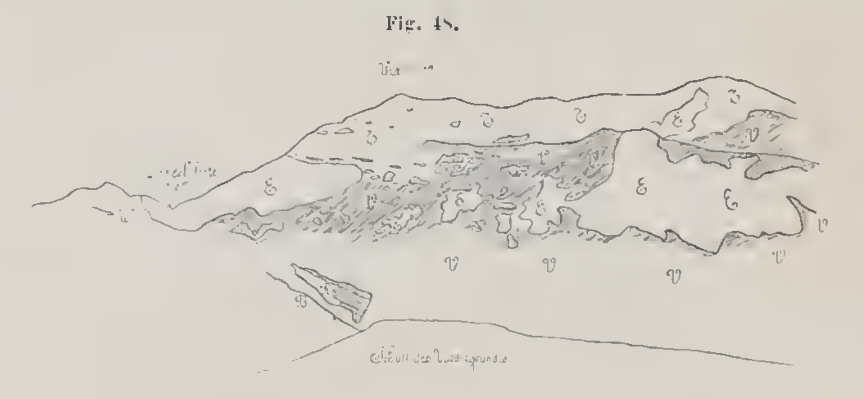
23*

Gebirgsteil gegen den westlichen ab. Da nun auch das Verschwinden der Reitzischichten oberhalb Maggiasone kaum anders als durch einen Bruch zu erklären sein dürfte, so habe ich auf *G* eine Verwerfung eingezeichnet, lasse es aber dahingestellt, ob das Streichen richtig gewählt ist.

Wendet man sich von Maggiasone gegen den Uzagipfel, so sieht man ein großartiges Bild, das ich in der beistehenden Skizze festzuhalten versucht habe. Der Gipfel selbst besteht aus Tonalit, unter den der Esinomarmor des Fratepasses in großer Mächtigkeit, aber mit flacher Neigung einschießt. In dem Tonalit aber „schwimmen" wohl über 30 meist langgestreckte und den unterlagernden Marmorschichten parallel angeordnete Fetzen und Streifen von leuchtend weißem Esinomarmor. Der niedrige Vorsprung zwischen Maggiasone und Boldone besteht aus Esinomarmor, dessen untere Grenze sich vom Frate aus tief am Gehänge herunterzieht. Im untersten Teil der Schlucht, die zum Frate hinaufführt, ist eine steile Wand wohl von Reitzischichten entblößt.

Die Verhältnisse der Uza entsprechen genau denen oberhalb der Malga del Coppo d'Arno, die ich schon 1897[1]) beschrieb, und denen in der westlichen Val Pallobia, die in dieser Arbeit

Fig. 48.



Skizze der Uza und des Passo del Frate, von Maggiasone aus gezeichnet.
T Tonalit. — *E* = Esinomarmor. — *W* = unter den Esinomarmor einschießende Wengener Schichten. — *R* = Reitzischichten? — *B* = Fratebach. — *V* = Vegetation.

auf pag. 50 dargestellt wurden. Der Tonalit ist in den Esinokalk eingedrungen, hat sich zwischen dessen Schichtflächen eingepreßt, die Schichten zum Teil auseinander gedrückt, zum Teil zerstückelt und verflößt.

Reyer[2]) hat das Verdienst zuerst eine genauere Begehung der Uza durchgeführt und die komplizierten Lagerungsverhältnisse gut beschrieben zu haben. Daß seine Deutung von der jetzt allgemein üblichen stark abweicht, also nach der heutigen Anschauung unrichtig ist, hindert mich nicht anzuerkennen, daß seine Schilderung den objektiven Tatbestand im allgemeinen recht genau und lebendig zum Ausdruck bringt. Hätte sich Reyer mehr mit mikroskopischen Untersuchungen befaßt, so würde er wohl auch schon selbst von der Auffassung der kontaktmetamorphen Sedimente als „Tuffe" zurückgekommen sein. Jedenfalls empfehle ich dem, der den Fratepaß besuchen will, auch Reyers Schilderung zu lesen.

Hinsichtlich der Figur 48 bemerke ich noch, daß die große Masse von Esinomarmor links am Fratepaß offenbar in unmittelbarem Zusammenhange mit der noch größeren Masse rechts steht,

[1]) 1897, II., pag. 159.

[2]) 1881, pag. 134 u. f. Besonders Fig. 10.

die die Ecke gegen das Boldonetal bildet. Da indessen die Vegetation, wie in der Skizze angedeutet, große Strecken wenigstens aus der Ferne verdeckt, während sich der Marmor leuchtend weiß heraushebt, so sieht es schon innerhalb der unteren Bank so aus, als ob eine Zerstückelung stattgefunden habe. Das ist aber erst in größerer Höhe der Fall. Auch bemerke ich hier, wie für die analogen „schwimmenden" Schollen der Val Pallobia und der Malga del Coppo d'Arno, daß die im Anschnitt getrennt erscheinenden, aber parallel orientierten Schollen sehr wohl ursprünglich oberhalb der jetzigen Denudationsfläche oder jetzt noch unter ihr in Zusammenhang mit dem Sedimentgebirge stehen können.

Beim Abstieg vom Frate gegen Maggiasone sieht man sehr schön, daß der Gipfel 2587 westlich der Cima Agosta oben aus Marmor besteht und daß dieser sich kontinuierlich nach Val Boldone hinunter verfolgen läßt. Wie wir gleich sehen werden, bestätigt das übrigens auch die Untersuchung an Ort und Stelle.

Vom linken Ufer des Baches aus, unterhalb Maggiasone, erkennt man gut, daß der Kamm, der vom Cornovecchio unmittelbar neben Maggiasone herunterzieht, in seinen oberen Teilen aus Esinokalk besteht und daß dieser sich in den unteren Teilen des Grates tief ins Tal hinuntersenkt. Nach Osten setzt er sich in den Gipfelmassen des Monte Fistolo und Benna fort. Es entspricht das den vorher angegebenen, auf *G* erkennbaren Fallrichtungen. Auch den Bau des Monte Benna[1]) und Fistolo erkennt man prachtvoll von dort. Das Bild Taf. IV, Fig. 1 ist dort aufgenommen. Es war mir leider am folgenden Tage infolge dichten Nebels nicht möglich, wie geplant, diese beiden Berge zu begehen. Indessen kann dank Bittners Schilderung[2]) kein Zweifel über die Deutung der einzelnen Bildungen bestehen. Die Schichten neigen sich im Fistolo (*F* des Bildes) und im Benna (*B*) etwa in der Kammrichtung talauswärts. So kommt es, daß in dem ONO vom Fistolo gelegenen Benna auf dem Esinokalk (*E*) noch eine Kappe von Raibler Schichten, „eine deutlich markierte Terrasse bildend", aufsitzt (*Ra*). Sie ist in der Photographie scharf ausgeprägt. Von dieser Kappe sind nach Bittner auch auf dem Fistolo noch einzelne lose Stücke erhalten. Umgekehrt sitzt nach Bittner auf den Raibler Schichten des Benna eine kleine Spitze auf, die „wohl schon dem Hauptdolomite zufällt". Die Raibler Schichten des Benna bilden „eine wenig mächtige Schichtmasse, welche aus plattigen, mergeligen, grünlichgrau bis schwarz gefärbten, zum Teil auch rötlichen Gesteinen besteht: auch hier erscheinen an der Grenze gegen den unterlagernden Riffkalk dickere, gelb gefärbte, steinmergelartige Bänke". Das Grasband unter der Kappe des Benna läßt etwas links, auch im Bilde, deutlich eine kleine Verwerfung mit Absenkung der linken Scholle erkennen.

Nördlich vom Gipfel des Benna, in unserem Bilde links, trennt eine von Bittner erkannte Verwerfung (*v*) den nur 2060 *m* hohen grünen Vorberg vom Benna. In diesem Vorberg ist das Schichtprofil vom unteren Muschelkalk (*U*) durch schwarzen oberen Muschelkalk (*O*) und Reitzischichten (*Re*) bis zu den Wengener Schichten (*W*) deutlich erkennbar. Esinokalk scheint nicht mehr darin vertreten zu sein. In dem grünen Kessel unterhalb des Benna liegt die Malga Cablone, von der ein bequemer Übergang zwischen Benna und Fistolo hindurch nach der Val Bondone hinüberführen soll. Ob in diesem Kessel die Wengener Schichten unter dem Esinokalk erschlossen sind oder nicht, läßt sich aus der Ferne nicht erkennen; und auch bei Bittner fand ich keine Angaben darüber. Ganz unten am Gehänge des Berges 2060 *m* traf ich, wie noch erwähnt werden soll, die Unterlage des unteren Muschelkalkes aufgeschlossen.

[1]) Auf den Karten falschlich „Penna"

[2]) 1881, pag. 280.

XIII. A. 2. Val Boldone und Hang der Cima Agosta.

Geht man von Maggiasone auf dem oberen Wege ins Boldonetal hinein, so fehlen hinter der aus Esinomarmor bestehenden Ecke Aufschlüsse ganz, bis man die auf *G* und *A* deutliche, den Hintergrund des Talkessels bildende Felswand erreicht. Doch liegt bis dahin hauptsächlich Marmor und nur wenig Tonalit herum; und ebenso besteht der erste Teil der Wand aus Esinomarmor. Weiter nördlich wird er eine Strecke weit durch Tonalit verdrängt. Ich ging dann von der Felswand ins Tal hinunter. Unterwegs traf ich einen kolossalen, sehr reinen und gleichmäßigen Marmorblock mit Spuren von Bearbeitung. Eine Trientiner Gesellschaft hatte den Marmor des Tales ausbeuten wollen, ihr Vorhaben aber wegen der ihr nicht ausreichend erscheinenden Konzessionsdauer wieder aufgegeben. Auf der Nordseite des Tales sieht man östlich des Esinomarmors, also unter ihm, noch dünnschichtige Bildungen und dann wieder mächtige Kalkbänke, offenbar den unteren Muschelkalk, auftreten. Unten fehlen Aufschlüsse ganz und gar. Ich ging über die Hütte des Ziegenhirten bis in die Nähe der Hütte 1564 ohne etwas anderes als Schutt zu sehen. Leider wurde ich bei der ganzen im folgenden zu beschreibenden Wanderung von dichten Septembernebeln gestört, so daß ich hinsichtlich der topographischen Orientierung große Schwierigkeiten hatte und auch schließlich zu einem vorzeitigen und recht gefährlichen Abstieg gezwungen wurde. Ich ging auf dem auf *G* eingezeichneten Wege in der Richtung zur Malga Val Agosta Gleich im Anfang liegen dort kristalline Schiefer, zum Teil unzweideutig kontaktmetamorph, den Rendenaschiefern angehörig herum. Daneben fand ich aber vereinzelte Stücke von Grauwacken. Weiterhin sah ich viel Tonalitblöcke zusammen mit kristallinen Schiefern. In etwa 1640 *m* Höhe stehen kontaktmetamorphe Rendenaschiefer an. Das Fallen ließ sich nicht ganz genau bestimmen: doch fallen sie steil etwa nach SSO ein. Nach diesem Aufschluß folgt etwas Moräne, dann aber eine ganze Reihe von Aufschlüssen in meist gneisartigen Gesteinen. Einmal fand ich ein Stück mit großen Andalusiten. In etwa 1707 *m* Höhe, unmittelbar von einer undeutlichen Runse, maß ich N 60 O-Streichen, steiles N-Fallen. In diesem Aufschluß sah ich neben Gneisen auch wieder glimmerschieferartige Typen. In 1794 *m* Höhe maß ich in einem vielleicht etwas zerrütteten Aufschluß N 52 O-Streichen und sehr steiles NW-Fallen. Leider verlor sich der Weg schon vorher im Gebüsch; und ich konnte mich infolge des ganz dichten Nebels nicht mehr orientieren. Ich war aber wohl schon auf der Breguzzoseite und kaum noch sehr weit von der Malga Val Agosta. Um zu sehen, ob ich weiter oben die Permtriaszone antreffen würde, stieg ich noch in einer Runse steil bis zu etwa 2000 *m* Höhe empor, fand aber überall anstehend nur die Rendenaschiefer. Da dort nicht einmal Trümmer der jüngeren Bildungen herumlagen, so kann es sein, daß diese noch höher als ich es auf *G* eingezeichnet habe, nach Triveno hinüberstreichen.

Da es nicht möglich war in dem Nebel ohne Weg weiter zu kommen, kehrte ich um und benutzte einen kleinen Pfad, der von dem alten Weg in etwa 1804 *m* Höhe zuerst einige Schritte fast horizontal am Gehänge zurückführt und zu der Permtriaszone südlich der Cima Agosta führen konnte. Auf diesem Wege fand ich sehr bald einen Aufschluß in O—ONO streichenden, ganz steil S fallenden oder vertikalen Phyllitglimmerschiefern. Dann geht der Weg im Zickzack in die Höhe. Kurz unter einem Wiesenplan führt von ihm fast horizontal ein kleiner Pfad gegen Val Boldone zurück. An diesem fand ich auf einem grünen Hange in etwa 1900 *m* Höhe einen großen Block (? Aufschluß) eines schiefrigen Hornfelses, der bestimmt entweder den Werfener Schichten oder dem Perm, aller Wahrscheinlichkeit nach den ersteren angehört. Ich glaubte an Ort und Stelle einen Aufschluß vor mir zu haben und maß in ihm etwa N 80 W-Streichen bei steilem N-Fallen

Erst beim Weitergehen wurde ich auf Grund der neuen Beobachtungen geneigt anzunehmen, daß es nur ein großer Block ist. Selbstverständlich würde man diese Frage ohne Nebel leicht entscheiden können. Etwas oberhalb des Blockes lagen einige Glimmerschieferstücke herum. Die Stelle schien nach einem vereinzelten Blick durch den Nebel in die Tiefe etwa oberhalb der großen östlicheren Malga d'Arnò, aber etwas talaufwärts, zu liegen.

Bald dahinter geht es um die Ecke des Boldonetales herum. Dort liegen erst viele Kalkblöcke, die zum Teil auch anstehend zu sein schienen. In 1960 *m* Höhe aber, schon gegenüber dem schönen Wasserfall am Ausgang von Val Boldone, stieß ich auf eine Schutthalde, die aus Blöcken von kristallinen Schiefern besteht, während ich unter meinem Standpunkt in der Runse mächtige Kalkwände sah. Gleich hinter dieser Stelle, etwas mehr talaufwärts, steht oben typisches kontaktmetamorphes Perm an, aus Cordieritknotenschiefern, Fleckfelsen und homogenen Hornfelsen bestehend. Darauf folgt ein aus Marmor zusammengesetzter Felsgrat, über den hinweg kletternd ich eine äußerst steile ins Boldonetal hinunterfahrende Grasrunse erreichte. Es sei noch nachgetragen, daß ich auf dem Wege bis zu dem Grat auch zellenkalkähnliche Blöcke sah.

Die Felswand talaufwärts von der Abstiegsrunse besteht wieder aus Marmor. Unten lagen auch Stücke mit Silikatlagen herum, die zum Teil den Reitzischichten ähnlich sehen. Die vorher zitierten, nur von oben gesehenen Kalkwände, über denen ich oben noch die Rendenaschieferblockhalde antraf, sehen von unten gelb aus. Doch weiß ich nicht, ob sie zum Zellenkalk oder zum unteren Muschelkalk oder zu beiden zu stellen sind. Die hier absichtlich so eingehend geschilderten Einzelbeobachtungen würden an einem klaren Tage jedenfalls leicht zu deuten sein. So blieb ich unsicher, ob eine Repetition der Zone infolge von Brüchen oder Überschiebungen oder nur eine auffällige Verbiegung vorliegt. Für die Darstellung auf *G* habe ich die einfachere Annahme gewählt. Ein Aufstieg von Val Boldone bis in das Kar von Cima Agosta würde die Entscheidung ohne weiteres herbeiführen.

XIII. A. 3. Unterer Teil von Val d'Arnò von Val Boldone bis zur Val di Breguzzo.

Wie schon erwähnt, stehen auf dem unteren Wege, der von Maggiasone ins Boldonetal führt, am Bachübergang unter der Hütte Esinomarmor und an der nordöstlichsten auf *A* eingezeichneten Felsecke zwischen den beiden Tälern metamorphe Wengener Schichten an. Von da stieg ich 1900 steil und ohne Weg bis zu der Vereinigung der beiden Bäche hinunter. Dort sind überall weiße Kalksteinklippen, die ich für unteren Muschelkalk halte, obwohl ich zwischen ihnen und den Wengener Schichten nicht einmal Lesestücke von Reitzischichten oder oberem Muschelkalk sah. Man sieht aber auch von der Malga d'Arnò aus, daß der Wasserfall von Maggiasone über eine graue Wand herunterstürzt, die viel tiefer liegt als der Esinokalk und demnach wohl zum unteren Muschelkalk gehören dürfte. Die Klippen an der Vereinigung der Bäche befinden sich aber sogar in noch tieferem Niveau. Von da an ging ich 1900 auf dem linken Arnòufer entlang nach S. Pietro im Breguzzotal. An einer mir nicht genau erinnerlichen Stelle des linken Ufers bei einer Lichtung steht am Gehänge Grödener Sandstein an[1]. Auf der anderen Talseite aber, also am Fuße des vorher beschriebenen grünen Vorberges des Monte Benna, befinden sich unten am Bache Aufschlüsse von flach ungefähr S fallendem Grödener Sandstein. Darüber sah man dünnschichtige Werfener Schichten, darüber unaufgeschlossenes Terrain und darüber eine Kalkwand, die dem

[1] Ich notierte damals „etwa eine halbe Stunde unterhalb der Malga d'Arnò", doch meinte ich wohl die obere Hütte.

unteren Muschelkalk angehören muß. Die höheren Teile des Berges waren auch damals von Nebel verhüllt.

Weiter unterhalb liegen auf dem linken Gehänge des Tales massenhaft Trümmer von Rendenaschiefern herum, in denen ich auch mikroskopisch keine sicheren Zeichen der Kontaktmetamorphose fand. Es sind hauptsächlich Glimmerschiefer und Gneise. Ganz kurze Zeit vor dem Haupttal überschreitet man einen endmoränenartigen Querwall; und von diesem geht es steil zu dem alten Bergwerkshaus von S. Pietro hinab.

1904 stieg ich von der Hütte 1564 schräg zum Hauptweg des linken Ufers hinunter. Nicht sehr weit unter der Hütte bedeckt mitten im Walde ein dem Zellenkalk täuschend ähnliches oder damit identisches Gestein auf eine größere Anzahl von Quadratmetern den Boden. Ich bin noch heute nicht sicher, ob es wirklich Zellenkalk oder nur ein diesem ähnlicher rezenter Kalksinter ist, habe aber auf Grund der bereits mitgeteilten Beobachtungen weiter unterhalb am Bache und oberhalb am Hange der Cima Agosta die auf *G* gezeichnete Verbreitung der Schichten und einen diese auf dem Nordufer abschneidenden Bruch angenommen. Wahrscheinlich liegen die Verhältnisse aber anders. Meine Beobachtungen reichen an diesem Punkte eben nicht zu einer sicheren Darstellung aus. Hätte ich nicht unglücklicherweise dort zweimal Nebel gehabt, so würde es mir wahrscheinlich gelungen sein, eine befriedigendere Deutung zu erlangen. Ich ging 1904 bei der großen, östlicheren Malga d'Arnò über den Bach und stieg dann auf dem rechten Ufer nach der Brücke 1901 im Haupttal ab. Schon an der Brücke der Malga d'Arnò steht Gneis der Rendenaschiefer an; und alle die zahlreichen Aufschlüsse weiter talwärts bestehen aus diesen. Der Aufschluß von Grödener Sandstein und unterer Trias, der auf pag. 183 erwähnt wurde, muß also oberhalb dieser Brücke liegen. Der Gneis streicht an der Brücke N 80 O und fällt erst mittel, gleich darauf aber flach nach S ein. Auch weiterhin beobachtete ich stets annähernd südliche Fallrichtungen. An der Stelle, wo die neu angelegte Karrenstraße in Windungen auf dem rechten Ufer ins Haupttal hinuntergeht, maß ich N 75 O-Streichen und mittleres S-Fallen in Gneisen.

XIII. B. Gegend der Val Bondone.

(Außer *G* nur *O* 25.)

Hinsichtlich dieser Gegend muß aus den in der Einleitung mitgeteilten Gründen hauptsächlich auf Bittner verwiesen werden. Ich selbst hatte erst 1904 die Erlaubnis auch in der Nähe der dortigen Fortifikationen zu arbeiten und konnte diese nur zu wenigen Begehungen benützen.

XIII. B. 1. Gegend nördlich von Roncone gegen die unterste Val Breguzzo.

(Vergl. *G*, *A* p. p., *O* 25.)

Im Orte selbst steht an mehreren Stellen grauer unterer Muschelkalk an. Er ist etwas gebogen streicht ungefähr N 10—35 W und fällt mit wechselnden Neigungen, meist aber wohl ziemlich steil nach W ein. Geht man aus dem Ort hinaus nach N zu dem Passe von Lodino, der zwischen dem M. Gajola im Osten und dem Vorberge des Monte Ginggia im Westen hindurchführt, so findet man etwas nördlich des „*o*“ in Barbausso (auf *O* 25) und bis zur Wasserscheide mehrfach Aufschlüsse in schwarzgrauem bis schwarzem, ebenflächigem unterem Muschelkalk. Das Streichen schwankt in den Aufschlüssen zwischen N 10 O und N 62 O. Am häufigsten beobachtete ich N 35 O. Das Fallen ist meist steil, seltener mittel nach W gerichtet.

An einer Stelle, etwa halbwegs zwischen der Wasserscheide und Roncone, liegen auffällig viele Zellenkalkstücke herum. Von der Wasserscheide verfolgte ich den größten Weg, der langsam am Gehänge ansteigend in die Val di Breguzzo zu den Häusern der Kote 1200 auf *A* führt. Diese sollen Gambetta heißen. Fast überall ist hier der Boden von Grundmoräne gebildet. Doch kommt einmal etwas Kalk heraus. Dieser bildet auch links oberhalb des Weges Felsen, die ich leider nicht besucht habe. Er dürfte zum unteren Muschelkalk gehören. Etwas später führt der Weg einige Zeit lang über Zellenkalktrümmer hinweg, die offenbar von anstehendem Fels herrühren Dann ist bis Gambetta nur Moräne zu sehen. In der Umgebung von Gambetta und in der kleinen Bachrunse von Porcl sah ich außer Moräne nur Bruchstücke von Rendenaschiefern, kein einziges Stück von Grödener Sandstein oder Werfener Schichten. Diese älteren Komplexe sind dort offenbar von dem Judikarienbruch abgeschnitten worden. Ich stieg nun von Gambetta und Porcl in die Höhe und gelangte über eine Einsattelung westlich des Berges 1321 (*O* 25) zu der Häusergruppe Roca. Vor einem dieser Häuser, in etwa 1256 *m* Höhe, ragte aus der sonst alles bedeckenden Moräne ein Aufschluß oder ein sehr großer Block von zerrüttetem Glimmerschiefer heraus. In dem Tälchen, das von Roca nach S hinunterführt, fand ich auf der rechten Seite in etwa 1188 *m* Höhe eine fast ganz aus Grödener Sandstein bestehende Schutthalde, der nur ganz wenig Muschelkalk beigemengt war. Weiter unten lag in dem Tal viel Muschelkalk herum. In 983 *m* Höhe beobachtete ich einen Aufschluß eines sehr zerquetschten, ganz zersetzten, schiefrigen Gesteines, daß etwas mit Salzsäure braust und vielleicht den Werfener Schichten angehört. Weiter abwärts bis zum Haupttal ist alles von Schutt und Moräne bedeckt.

XIII. B. 2. Val Bondone—Doss dei Morti.

(Vergl. *G* und *O* 25.)

Auf dem unten im Tale von Roncone auf dem rechten Ufer entlang führenden Hauptwege sieht man schon vor der Brücke mit dem Kreuz (*G*) auf dem linken Ufer Aufschlüsse, die unterer Muschelkalk zu sein scheinen. An der Brücke findet sich am linken Ufer ein Gestein, das wie Zellenkalk aussieht, aber junger Kalksinter ist. Ich sah darin ein großes Quarzgeröll. Schon vorher steht auf dem rechten Ufer ein Diluvialkonglomerat an. Es folgen nun auf dem rechten Ufer bis zur Kapelle des heiligen Antonius mehrfach Aufschlüsse in sehr flachliegendem unterem Muschelkalk. Zwischendurch findet sich aber immer wieder das Diluvialkonglomerat, und zwar bald in einer geröllreichen, bald in einer geröllarmen Varietät. Es reicht stellenweise bis in die tiefste Talsohle hinunter. Bei der Kapelle überschreitet der Weg den Bach. An dieser Stelle befinden sich nun gute Aufschlüsse. Zwischen der Kapelle und der Brücke stehen Werfener Schichten an und sind durch eine unmittelbar an der unteren Seite der Brücke verlaufende Verwerfung steil geschleppt. Jenseits der Verwerfung folgen stark verbogene Werfener Schichten, die auf dem linken Ufer meist mit mittleren Neigungen gegen das andere Ufer einfallen. Die Verwerfung selbst scheint N 4 W zu streichen und fast vertikal zu sein. Sie hat offenbar nur ganz geringe Sprunghöhe, ist aber insofern wichtig, als zwischen dem Muschelkalk und den Werfener Schichten der Zellenkalk ganz fehlt. Er ist auch offenbar nicht bloß durch Moräne verdeckt. Denn ich habe auch keine mit Sicherheit dazu zu rechnenden Stücke gesehen Es dürfte also wohl auch dort eine größere Verwerfung durchstreichen, deren unbedeutende Nebenspalte an der Brücke sichtbar ist. Auf dem linken Ufer ist nun eine kurze Strecke weit alles von Schutt bedeckt. Dann folgt Grödener Sandstein in einer ganzen Anzahl von Aufschlüssen längs des Weges. Es sind Sandsteine und rote sandige Schiefertone, deren geologische Orientierung nicht erkennbar ist. Mächtige Moränen-

ablagerungen bedecken ihnen gegenüber das rechte und bald darauf beide Ufer. Weiterhin ist der ganze Talgrund von jungem Schutt verhüllt. Vom rechten Ufer brachte mir mein Träger Kalkbreccie mit vielen eckigen kleinen Kalkbruchstücken; in einem Seitental des linken Ufers glaubte ich aus der Ferne unten Werfener Schichten zu erkennen. Daß die Kalkbreccien des rechten Ufers zum Zellenkalk gehören sollten, ist mir unwahrscheinlich. Ich glaube, daß es junge Sinterbildungen sind.

Oberhalb der Haupthäusergruppe von Bondone sah ich auf dem linken Ufer in einer Runse aus der Ferne ganz deutlich die Werfener Schichten nur etwa 100 *m* über dem Tal. Sie sind schwach talauswärts geneigt. Nun stieg ich über Schutt und Moränenreste bis zu einer Höhe von etwa 1580 *m* empor. In der Runse, in der auf *G* ein Pfad nach NW in die Höhe führt, steht, nach Stücken zu urteilen, die mein Träger dort sammelte, bis unten hin schwarzer Muschelkalk an. Doch liegen große Blöcke weißen Kalksteines herum, die an Esinokalk erinnern. Ich stieg auf dem Weg, der zuerst nach S und dann nach NW führt, zur Malga Stablofresco hinan. Der Weg führt zunächst über Schutt des unteren Muschelkalkes, dann über dessen Felswände hinweg. Die Schichten liegen meist horizontal, manchmal sind sie etwas talauswärts geneigt. Sie bestehen aus den normalen ebenflächigen Kalksteinen des unteren Muschelkalkes, nur daß einige Bänke auffallend dick, andere auffallend weiß sind und ebenso wie die eben zitierten Blöcke der NW-Runse sehr an Esinokalk erinnern. Ich glaube, daß diese weiße Farbe bereits auf Kontaktmetamorphose beruht. Der Tonalit der Uza ist allerdings noch 3375 *m* entfernt; doch haben wir ja ähnlich weite Kontaktwirkungen auch bereits bei den Rendenaschiefern von Lodraniga kennen gelernt. Jedenfalls sah ich ähnliche Varietäten niemals in den noch weiter vom Kontakte entfernten Aufschlüssen. Charakteristisch ist auch die schon von L e p s i u s hervorgehobene Tatsache, daß in solchen Fällen einzelne kontaktmetamorphe Bänke mitten in offenbar völlig unveränderten Schichten stecken. Wie noch im allgemeinen Teil hervorzuheben, dürfte das in erster Linie auf größerer Durchlässigkeit des Ausgangsmateriales für Dampf, daneben auf seiner chemischen Beschaffenheit beruhen.

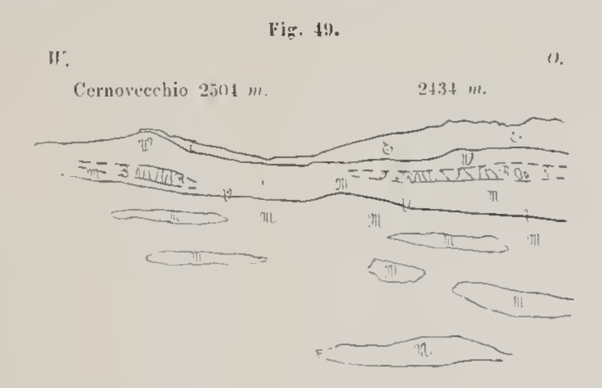
Der Weg nach Malga Stablofresco führt auf den schon von Bondone aus den ganzen Talhintergrund beherrschenden Felsklotz von unterem Muschelkalk hinauf, der auf *G* unter der Zahl 2061 deutlich eingezeichnet ist. Wenn man hinter diesem Felsklotz die Höhe erreicht, hat man ein weites flaches Hochplateau vor sich, über dem sich im Norden der Cornovecchio und der unbenannte Gipfel 2434, im SW und S der Reihe nach die Gipfel 2322, 2217 und der Doss dei Morti (2182) erheben. Die tieferen Teile des Plateaus liegen in etwa 2050 *m* Höhe. Der Höhenunterschied ist also sehr gering. Die Plateaufläche entspricht annähernd dem Niveau des oberen Muschelkalkes der aber an vielen Stellen bereits durch Erosion entfernt ist, an anderen nur noch in Bruchstücken herumliegt. Gegen Norden sieht man das in der umstehenden Konturskizze 49 dargestellte Bild, das man mit dem von Maggiasone gezeichneten auf pag. 179 vergleichen wolle. Am Cornovecchio bildet der Esinokalk nur eine ganz dünne Lage, deren erhaltene Mächtigkeit nach Osten allmählich stark zunimmt. Sowohl unter dem Cornovecchio wie unter dem Gipfel 2434 treten die Reitzischichten als eine von grünen Runsen zerschnittene Felswand heraus; und man erkennt infolgedessen, daß die Mächtigkeit der zwischen ihnen und dem Esinokalk liegenden Wengener Schichten am Cornovecchio wesentlich größer ist. Offenbar vertreten ihre oberen Lagen unter dem Cornovecchiogipfel bereits die unteren Lagen des Esinokalkes vom Gipfel 2434. Die im Vordergrunde eingerahmten Stellen sind größere Aufschlüsse von wohl ausschließlich unterem Muschelkalk.

Noch weiter im Osten, in Figur 49 nicht mehr sichtbar, schließt sich an den Gipfelkamm 2434 der Monte Fistolo und Benna an, die wir schon aus dem von WNW aufgenommenen Bilde Taf. IV, Fig. 1 kennen. Man sieht nun auch von dieser Seite deutlich, daß der Benna noch etwa

30—50 *m* dünnschichtiger jüngerer Bildungen (Raibler Schichten) über dem Esinokalk trägt und daß hinter seinem Gipfel der bereits besprochene Bruch durchstreicht. Dieser bewirkt es, daß der von hier sichtbare Teil des Kammes hinter dem Benna trotz der Neigung des Schichtkomplexes oben nicht mehr Raibler Schichten trägt, sondern aus älteren Bildungen, wohl Esinokalk, besteht.

In der Senke, in der die Hütte von Stablofresco liegt, ist der obere Muschelkalk meist erodiert, aber noch überall in losen Stücken vorhanden. Geht man aber von dort an den Gipfel 2322 *m* heran, so findet man unten den oberen Muschelkalk in typischer Gesteinsbeschaffenheit und mit vielen Ammonitendurchschnitten in ganz flacher Lagerung anstehend. Darüber liegen die Reitzischichten. Auf den Gipfel bin ich nicht gestiegen; doch glaube ich kaum, daß noch Wengener Schichten darauf liegen, da ich nirgendwo Bruchstücke von ihnen fand und auch Bittner sie von dort nicht kennt. Ich ging nun auf dem Kamm bis zum Gipfel des Doss dei Morti weiter und notierte in meinem Tagebuch, daß ich bis kurz vor dem Gipfel 2151 *m*[1]) nur Reitzischichten sah. Bittner sagt dagegen[2]): „An einer zweiten kleineren isolierten Kuppe weiter im Nordwesten (sc. vom Doss dei Morti), südlich der Malga Stablofresco) fanden sich auch typische Daonellenplatten

Fig. 49.



Ansicht des Cornovecchio (2504 *m*) und des unbenannten Gipfels 2434 *m* aus der Gegend von Malga Stablofresco. *E* = Esinokalk. — *W* = Wengener Schichten — *R* = Reitzischichten. — *M* = Muschelkalk. — *V* = Grenze zwischen Vorder- und Hintergrund.

mit schön erhaltenen Exemplaren der *Daonella Lommeli Wissm.* selbst.“ Diese Bemerkung bezieht sich zweifelsohne auf den Gipfel 2217; und ich habe daraufhin einen kleinen Klecks von Wengener Schichten auf *G* eingezeichnet, da ich zu Bittners Beobachtungen ebensoviel Zutrauen wie zu meinen eigenen habe und das Nichtsehen eines Objektes noch nicht sein Fehlen beweist.

Von der Einsattelung zwischen den Gipfeln 2151 und 2217 sah ich übrigens prachtvoll über die Poebene hinweg die ganze Mauer des Apennin, in dem im Gegensatz zu dem Anblick der Alpen aus der Ferne, etwa vom Schwarzwald aus, die geringe Differenz zwischen Gipfeln und Scharten auffällt.

Der Gipfel 2151 besteht ebenso wie der ganze Kamm bis über den Doss dei Morti hinaus aus Wengener Schichten, über deren Fossilien Bittner Mitteilungen gemacht hat. An dem ersten Gipfel fallen die Schichten übrigens deutlich, wenn auch flach, nach SSW ein. Das trigonometrische Signal steht nicht oder nicht mehr auf dem höchsten Punkt, sondern auf einem etwas niedrigeren, der westlich liegt. Über den Abstieg in die Val Daone wird bei deren Besprechung berichtet werden

---

[1]) O 25, NW-Gipfel des Doss dei Morti.

[2]) l. c. pag. 265.

21*

XIII. B. 3. Val di Boina. (Rivo Revegler).

(Vergl. *G* und *O* 25.)

Ich habe dieses Tal wegen der Nähe der Befestigungen nicht besuchen können. Meine Darstellung auf *G* ist von Bittners Kärtchen übernommen. Ebenso verweise ich hinsichtlich der interessanten und zum Teil sehr fossilreichen Aufschlüsse bei Malga Valino und Monte Stablel auf Bittners Schilderungen a. a. O., pag. 244.

XIII. C. Umgebung von Creto (Pieve di Buono).

(Am besten *O* 25, sonst nur *G*.)

Die Gegend ist durch die Untersuchungen Beneckes[1], Lepsius[2]) und Bittners[3]) klassischer Boden geworden. Insbesondere sind es die Brachiopodenschichten des unteren Muschelkalkes, die Zone des *Ceratites trinodosus* (Prezzokalk), die Reitzischichten (olim „Buchensteiner Schichten") und die Wengener Schichten mit *Daonella Lommeli*, die hier vorzüglich aufgeschlossen sind und eine Fülle von Versteinerungen geliefert haben. Es könnte unter diesen Umständen überflüssig erscheinen, Routenschilderungen zu geben. Doch haben sich die Aufschlüsse in den 20 Jahren seit Bittners Veröffentlichungen stellenweise stark verändert. Und so dürfte es neuen Besuchern der Gegend doch willkommen sein, einige Wanderungen genau beschrieben zu finden.

XIII. C. 1. Creto—alte Straße zur Capella rotonda—Bersone Chiesebrücke.

Genau westlich des „*C*" von Creto auf *G* ist an der von Strada nach Bersone führenden Straße das Zeichen einer Kapelle angegeben. Das ist die berühmte Capella rotonda von Bersone. Geht man von Creto zu ihr auf der alten WNW führenden Straße über den Schuttkegel des Chiese hinweg, so findet man dort einen Steinbruch, der große Stücke der Schichtflächen des hier sehr frischen Brachiopodenkalkes freigelegt hat. Er streicht dort N 40 O und fällt mit 35° nach SO ein. Das Gestein ist ein höckeriger, bläulichgrauer, bei der Verwitterung gelbbraun werdender Knollenkalk. Glimmerigsandige Lagen mit viel verkohlten Pflanzenresten herrschen vor. Rein kalkige Lagen oder Knollen, in frischem Zustande schwarzblau bis blaugrau, sind ihnen eingelagert und enthalten die bekannten Brachiopoden und Crinoiden (*Mentzelia Mentzeli Dunk. sp.*, *Coenothyris vulgaris Schlth. sp. Waldheimia angusta Mnstr. sp.*, *Encrinus liliiformis Schloth.*, vielleicht auch *Mentzelia köveskalliensis Suess-Boeckh*). Meine Fossilien werden, wie schon in der Einleitung erwähnt, zurzeit von Herrn cand. geol. Ratzel unter meiner Anleitung im Heidelberger geologisch-paläontologischen Institute genauer untersucht und werden demnächst von ihm beschrieben werden. Lepsius führt von derselben Örtlichkeit auch noch *Rhynchonella decurtata Gir.*, Benecke *Araucarites recubariensis Massal.* an.

Oben an der Kapelle und oberhalb der Straße sind dieselben Bänke stärker verwittert. Ihre kleinknollige Beschaffenheit tritt noch deutlicher hervor; und auch die Versteinerungen sind häufiger herausgewittert und leichter zu sammeln. Ich maß dort im Anstehenden etwa N 50 O-Streichen und 45° SO-Fallen.

---

[1]) 1865.

[2]) 1876 und 1878.

[3]) 1881 und 1883.

Geht man von der Kapelle am Gehänge bis zu der tief eingeschnittenen Chieseschlucht entlang, so sieht man sehr deutlich, daß sich die beiden Ufer genau entsprechen und aus gleich geneigtem unterem Muschelkalk bestehen.

Von Bersone führt ein Weg über eine von Formino herunterkommende Schlucht hinweg zur Chiesebrücke. An diesem Wege ist beim letzten Hause von Bersone bereits der untere Muschelkalk aufgeschlossen. Er streicht genau NO und fällt mit 35° nach SO ein. Er besteht aus dunkelrauchgrauen, dickbankigen, ziemlich ebenflächigen Kalkschichten, enthält aber auch vereinzelte hellgraue Dolomitzwischenlagen. Nach unten hin setzen diese einen zweiten Aufschluß sogar ganz allein zusammen. Der Dolomit schimmert mitunter etwas und wird dann trotz seiner grauen Farbe dem deutschen Wellendolomit ähnlich. In der Forminoschlucht erkennt man gleichfalls die Bänke des anstehenden Muschelkalkes. 85 Schritte hinter der über die Schlucht führenden Brücke ist zufälligerweise gerade die Auflagerung des Muschelkalkes auf dem Zellenkalk aufgeschlossen. Der Grenzpunkt fällt auf einen Punkt der unteren rechten Rundung in der Zahl 6 von 546 auf *O* 25. Dieser Punkt liegt ziemlich genau in gleicher Höhe wie der Steinbruch im Brachiopodenkalk unter der Capella rotonda, über dem, wie wir später sehen werden, sofort der obere Muschelkalk folgt. Verbindet man beide Punkte, so steht die Verbindungslinie fast senkrecht auf dem Streichen der Schichten. Ihr Abstand beträgt 1·7 *cm* auf der Karte, also 425 *m* in der Natur. Das Fallen der Schichten schwankt von 35 bis 45°. Setzen wir es zu 40°, so ergibt sich als Mächtigkeit des unteren Muschelkalkes 273 *m*; bei 35° würde sie nur 244, bei 45° 301 *m* betragen. Die Zahl 273 wird sich also jedenfalls nicht weit von der Wahrheit entfernen. Erwähnt sei übrigens, daß Bittner sie für die steilen Wände in der oberen Val Daone auf 8—900 Fuß schätzte, was sehr genau mit meinen Berechnungen stimmt.

Von dem Grenzpunkte zwischen Zellenkalk und Muschelkalk geht es ohne Aufschlüsse abwärts bis zur Chiesebrücke. Auf dem anderen Ufer ist die auf *G* gut erkennbare kolossale Runse in den Zellenkalk bis hoch am Berg hinauf eingeschnitten. Der Zellenkalk muß hier ziemlich mächtig sein. Ich schätze ihn auf wenigstens 50 bis 80 *m*. Wahrscheinlich ist er noch mächtiger da, wie wir sehen werden, seine Grenze gegen die Werfener Schichten von einer Störungsfläche gebildet wird.

Ich ging zuerst am linken Ufer aufwärts und fand dort nach einigen hundert Schritten die Werfener Schichten anstehend. Sie fallen mit 15—20° ungefähr südöstlich und bestehen aus grauen, stark zerklüfteten Tonschiefern mit Spaltenausfüllungen von stengligem Kalkspat und hellgrauen, im Maximum $^1/_2$ *m* mächtigen Bänken eines gelblich verwitternden Dolomites.

Auf der anderen Seite des Chiese folgen die Werfener Schichten gleich unter dem Zellenkalk nahe der Brücke. Sie bestehen hier aus vorherrschenden rotbraunen muskovitreichen, undeutlich schiefrigen Tonschiefern und denselben Dolomitzwischenlagen, die schon vom anderen Ufer beschrieben wurden. Geht man an diesem (rechten) Ufer aufwärts bis zu dem auf *G* und *O* 25 deutlich erkennbaren Knick des Flusses, so trifft man dort bereits den Grödener Sandstein anstehend, unmittelbar vor ihm aber noch eine mit Vegetation bedeckte Stelle, an der die noch zu besprechenden Kalke von Praso verborgen sein könnten. Der Grödener Sandstein ist dort ein hellgrauer bis weißer, zementarmer Quarzsandstein, der aus groben, zum Teil über $1^1/_2$ *m* mächtigen Bänken besteht, zwischen die sich einzelne Konglomeratbänke und transversal geschieferte Zwischenlagen von rotem glimmerreichem Tonschiefer, sehr ähnlich dem der Werfener Schichten, einschalten. Der ganze Komplex fällt deutlich mit etwa 20° in ungefähr südöstlicher Richtung unter die Werfener Schichten ein. Man kann hier den Versuch machen die Maximalmächtigkeit dieser letzteren zu berechnen.

Der erste Aufschluß im Grödener Sandstein hat einen Abstand von 7 *mm* auf 0 25 = 175 *m* in der Natur von dem letzten Zellenkalkaufschluß. Beide Punkte miteinander verbunden liegen allerdings nicht genau auf einer zum Streichen senkrechten Linie. Ihre Verbindungslinie weicht vielmehr etwas, wenn auch unbedeutend, nach NNO ab. Die Zahl 175 ist also etwas zu hoch, ganz abgesehen davon, daß der Zellenkalk und der Grödener Sandstein vielleicht auch noch einen, wenn auch sicher nur sehr unbedeutenden Teil der Entfernung einnehmen. Als Fallen dürfte die im festen Sandstein gefundene Zahl 20° zuverlässiger sein als die Messung 15—20° in den Werfener Schichten auf dem anderen Ufer. Wir bekommen also sin 20 × 175 = 60 *m*. Und die wirkliche Mächtigkeit muß noch etwas, wenn auch wohl nur unbedeutend, geringer sein als 60 *m*. Diese Zahl ist nun sehr viel kleiner als die von Lepsius, Bittner und mir selbst in der oberen Val Daone erhaltene. Vielleicht erklärt sie sich zum Teil dadurch, daß die plastischen Werfener Schichten in der Nähe der Judikarienlinie stark ausgewalzt sind, hauptsächlich aber wohl durch kleine Störungen infolge der Nachbarschaft des leicht auflösbaren, ursprünglich gipsführenden Zellenkalkes. Dafür spricht auch eine Beobachtung, die ich später am Wege von der Chiesebrücke nach Prezzo machte, daß nämlich oberhalb der Zellenkalkrunse die Werfener Schichten in so großer Höhe anstehen, daß sie auf den Zellenkalk zustreichen. Es hat also dort die Grenze zwischen Zellenkalk und Werfener Schichten den Charakter einer Verwerfung.

XIII. C. 2. Von Creto über Strada zur Capella rotonda.

Von der Hauptstraße führt vor der Kirche von Strada ein Weg links in die Höhe. Dort stehen die Knollenkalke der Reitzischichten an; und in den Mauern sind zahlreiche Stücke von ihnen mit Hornsteinknollen und kramenzelkalkartig gewundenen dünnen Zwischenlagen von einem Silikatgestein zu finden. Ich sah auch mehrere Bruchstücke berippter Ammoniten in ihnen. Dicht bei der Kirche, und zwar südwestlich von ihr an der Straße nach Bersone sind sie gut aufgeschlossen. Sie streichen dort N 35 O und fallen mit 43° nach SO ein. Es sind Kieselknollenkalke mit meist dünnen Belägen eines gelblichen Tuffes auf den Schichtflächen. Auch hier fand ich mehrere schlecht erhaltene Cephalopoden in ihnen.

Gegen die Capella rotonda hin entblößt die Straße jetzt [1]) an verschiedenen Stellen anstehende Bänke des Prezzokalkes. Es sind schwarze, wenig glimmerige, ziemlich tonarme ebenflächige Kalke mit sehr dünnschiefrig verwitternden sandig-tonigen, braunen Mergelzwischenlagen. In den Kalken sitzen zahlreiche schwarze Schalenreste von Ammoniten und Bivalven. Die Ammoniten springen mitunter ganz gut heraus. Bittner zitiert von hier aus Blöcken *Ptychites gibbus Ben. sp.*, *Lima aff. subpunctata d'Orb.*, *Cassianella sp.*

Der Prezzokalk liegt unmittelbar auf den Brachiopodenkalken der Kapelle. Streichen und Fallen stimmt mit dem der älteren und jüngeren Bildungen überein.

XIII C. 3. Strada—Frugone Bersone.

Geht man unten durch den Ort Strada hindurch, so trifft man gleich bei der Schmiede N 30—32 O streichende, 55—60° SO fallende Wengener Schichten. Sie gehören dem untersten Niveau des Systemes an und sind sehr reich an *Daonellen*. Besonders in den Mauerblöcken kann man noch immer zahlreiche Exemplare sammeln. Auch eine *Posidonomya wengensis* sah ich dort.

[1]) Zu Bittners Zeiten noch nicht.

Weiterhin ist oberhalb eines kleinen Heiligenbildes ein neuer Aufschluß mit N 47 O-Streichen, 65° SO-Fallen. Auch hier wimmelt es von *Daonellen*. Es ist das bemerkenswert, da wir sehen werden, daß auch in dem altberühmten Berge von Prezzo die *Daonellen* hauptsächlich in den unteren Niveaus der Wengener Schichten liegen[1]. Der Absturz gegen Cusone hat mir dort nur sehr wenig Fossilien geliefert, während der nach N gerichtete Abhang des Berges sehr versteinerungsreich ist.

Hinter dem zweiten Aufschluß der Wengener Schichten stecken in den Straßenmauern in immer größer werdender Zahl Blöcke von Prezzokalk (oberem Muschelkalk[2]). Es ist hier ein dunkelschwarzgrauer stark splitternder Kalk mit etwas fein verteilten Glimmerblättchen und zahllosen schwarzen Schalentrümmerchen, sowie einzelnen besser erhaltenen und gewöhnlich gut springenden Ammoniten. Ich habe ziemlich viel davon gesammelt. An einer Stelle beobachtete ich ein Stück der von Bittner erwähnten Crinoidenbank des Brachiopodenkalkes, und zwar mit *Coenothyris vulgaris*, *Plicigera cfr. trigonella*, einer der *striata* ähnlichen *Lima* und *Encrinus*-Stielgliedern. Der Prezzokalk steht gleich darauf über der Straße am Hange an. Er besteht dort aus 3—8 *cm* mächtigen Lagen des typischen Kalkes mit Zwischenlagen von sandigen Mergelkalken; er ist dort etwas verstürzt. Einige hundert Schritte weiter aber ist ein besserer Aufschluß mit N 35 O-Streichen und etwa 65° SO-Fallen.

In Frugone steht im Bach der untere Muschelkalk mit N 30 O-Streichen und 45° SO-Fallen an. Er besteht aus rauchgrauen, ziemlich ebenflächigen, ein bis mehrere Dezimeter mächtigen Bänken. Sie sind im Gegensatz zum oberen Muschelkalk nicht glimmerig und nicht sandig, enthalten aber ganz dünne Zwischenlagen von sandig-tonigem Kalk.

Geht man von Frugone aus etwas höher am Gehänge in der Richtung nach Bersone zurück, so trifft man unmittelbar über den ebenflächigen Schichten des unteren Muschelkalkes anstehend die knolligen Brachiopodenkalke. Ich sammelte darin eine *Rhynchonella* und eine *Waldheimia*, vielleicht die *angusta* selbst. An vielen Stellen des Gehänges, besonders schön aber in einer kleinen Rinne, die noch nördlich von Strada liegt, steht der Prezzokalk in normaler Orientierung an. Er besteht hier aus etwas glimmerigen, aber nicht eigentlich sandigen festen Kalkbänken, die sehr häufig Trümmer von schwarzen Schälchen, manchmal ganze Muschelschalen enthalten. Gute Versteinerungen sind hier aber offenbar selten. Als Zwischenlagen finden sich auch hier wie zwischen Bersone und Strada stark sandige Mergelschiefer. Unter dem oberen Muschelkalk bilden die Reitzischichten ein Steilgehänge. Sie sind hier höchstens 30—50 *m* mächtig, der obere Muschelkalk mit den Brachiopodenschichten zusammen höchstens 20—30 *m*. Weiterhin gegen Bersone steht wieder der Brachiopodenkalk und kurz vor Bersone an der Straße nach Praso der ebenflächige untere Muschelkalk an.

XIII. C. 4. Cusone—Chiesebrücke—rechtes Chieseufer—Prezzo.

(*G* und *O* 25.)

Gleich hinter der Chiesebrücke von Cusone trifft man große Blöcke von hellgrauem, gelb verwitterndem, kurzklüftigem, porösem und größere Hohlräume enthaltendem Dolomit. Die Schichtung ist darin nicht zu erkennen. Ich habe diesen Dolomit ebenso wie Bittner auf Grund des Profiles

[1] Schon Mojsisovics (1880, pag. 699) hob hervor, daß sich in der Lombardei, Südtirol und Venetien die fossilreichsten Lagen der Wengener Schichten nahe ihrer Basis finden.

[2] Man vergl. auch die eingehende Beschreibung und die Fossillisten bei Bittner, pag. 242 und 243.

als Esinodolomit aufgefaßt, muß aber bekennen, daß er eigentlich mehr wie Hauptdolomit aussieht. Am Hange längs des Chiese, talaufwärts gehend, trifft man gleich darauf, wenn ich von unbedeutenden Moränenresten absehe, die Wengener Schichten. Es sind dunkelblaugraue, bei der Verwitterung erst hellbläulichgrau, dann gelblichgrau werdende Mergelkalke, die mit Salzsäure schwach, aber deutlich brausen und mit festeren, gelb verwitternden Kalkbänken wechsellagern. Beide Gesteinsarten enthalten nicht selten Schwefelkieskonkretionen. Ich fand in ihnen *Daonella Lommeli*, *Bactryllien* und deutliche Pflanzenstengel. Die geologische Orientierung ist meist nicht zu erkennen, an einigen Stellen aber entschieden ganz flach, was ich mit Bittner als Verstärzung deute. Die Mergelkalke sind außerordentlich zerklüftet, zerstückelt und zerbröckelt, ähnlich wie unsere deutschen Keupermergel. Weiterhin im unteren Teil des Komplexes fand ich sehr viel mehr Versteinerungen, große Ammoniten mit schwarzen Schalen, kleine verkieste Ammoniten, ein kleines *Orthoceras*, riesige Exemplare der *Daonella Lommeli*, *Posidonomya wengensis* und andere mehr. Die Versteinerungen sind allerdings meist zerbrochen, die Zweischaler einklappig.

Diese Wengener Schichten nehmen einen sehr großen Teil des Gehänges ein. Dann aber folgen massenhaft Blöcke von Reitzikalken, und zwar sowohl solche mit echten Hornsteinknöllchen, wie solche mit einer Art Kramenzelkalkstruktur, wobei die Tonschieferlagen durch eine silikatische, noch nicht genauer untersuchte Substanz vertreten sind. Seltener finden sich Kalke mit zusammenhängenden, knollig anschwellenden Hornsteinlagen. Ich fand darin ein gut erhaltenes Ammonitenbruchstück. Ein Gesteinsstück mit einer *Daonella* gehört auch wahrscheinlich zu den Reitzischichten.

Am Ufer entlang erreichte ich dann die ersten (obersten) anstehenden Bänke des ebenflächigen unteren Muschelkalkes. Es sind dort dickbankige, hell- bis dunkelgraue, ebenflächige Bänke, die N 45 O streichen und mit 35° nach SO fallen.

Um die nächst höheren Schichten auch hier kennen zu lernen, stieg ich von dort schräg talauswärts in die Höhe und fand unmittelbar darüber Bänke von typischem Brachiopodenkalk mit zahlreichen *Mentzelia Mentzeli*. Darüber folgen graue Kalkbänke, die in höheren Niveaus stark sandig werden, gelblichgrau verwittern und mir nur eine *Coenothyris vulgaris* und eine *Waldheimia (? angusta)* lieferten. Von da geht es ohne Aufschlüsse durch Wald bis zu einer großen auf *O* 25 erkennbaren Runse. Unten liegen in ihr nur Trümmer von Reitzischichten, und zwar dichtem und grobkörnigem Tuff („pietra verde“), grauen Kalksteinen mit Kramenzellagen von kieselig-toniger Substanz, Kalksteinen mit echten Hornsteinknollen und flaserig anschwellenden Hornsteinlagen und schließlich auch Kalksteinen, die den verwitterten Brachiopodenkalken ähneln. Sie sind recht versteinerungsreich und stehen im oberen Teil der Runse in sehr schönen Aufschlüssen an. Dort sah ich zuerst Wechsellagerungen von dunklen Kalksteinen mit und ohne Hornsteinknollen und von sehr dünnschiefrigen schwarzen, kohligen und tuffigen Schiefern, die immer nur wenige Zentimeter mächtig werden. Sie streichen N 33 O und fallen mit 30—32° nach SO. An einzelnen Stellen treten in ihnen Bänke von sehr festen dunklen Tuffen, zum Teil mit prachtvoll erhaltenen Pflanzenresten und Ammoniten auf. Ziemlich hoch oben führt ein Weg an den steilen Wänden entlang nach beiden Seiten in die Höhe. Dort sah ich wieder ganz typische pietra verde zusammen mit dunklen, hier häufig gebänderten Kalksteinen und fand in ihnen eine der *Lommeli* ähnliche, wenn nicht damit identische, *Daonella*. Unmittelbar darüber folgen noch einige Meter von typischen Kieselknollenkalken mit pietra verde. Vielleicht liegen im allerobersten, nicht zugänglichen Teil der Runse auch noch etwas Wengener Schichten. Die Mächtigkeit der Reitzischichten ist an dieser Stelle jedenfalls viel größer als zwischen Strada und Frugone. Ich schätze sie auf beinahe 100 *m*. Es ist bemerkenswert, daß man hier eine Art Zweiteilung vornehmen konnte, nämlich in eine untere Abteilung, die

fast nur aus Knollenkalken besteht, und in eine obere, die im wesentlichen von ebenflachigen dunklen Kalken mit dunklen Tufflagen gebildet wird, allerdings darüber auch noch einmal etwas Knollenkalk trägt. Pietra verde ist in beiden Abteilungen vertreten.

Von der Runse hielt ich mich zu der Hauptkirche von Prezzo hinüber, wo ein kleiner Aufschluß von Wengener Schichten mit zweifelhafter Orientierung zu sehen ist. Von dort geht es bis hinauf zu der oberen kleinen Kirche von Prezzo ohne Aufschlüsse. Bei dieser Kirche, und zwar auf dem Wege, der von ihr direkt zur Haupthäusergruppe des Ortes führt, sind N 50 O streichende, 52° nach SO fallende Wengener Schichten aufgeschlossen.

In Prezzo bekommt man meist bei den Bauern einige Versteinerungen. Sie bezeichnen die Daonellen als „mani" (Hände), die Ammoniten als „fiori" (Blumen).

XIII. C. 5. Chiesebrücke unter Bersone—Prezzo—Santella 1142 (auf *G*).

(Vergl. *G* und *O* 25.)

An der Chiesebrücke ist auf dem rechten Ufer, wie schon auf pag. 189 angeführt, der Zellenkalk in einer hohen Runse aufgeschlossen. Unmittelbar darüber (talabwärts) folgen die gewaltigen Wände des unteren Muschelkalkes, in die sich hier der Chiese in postglazialer Zeit eine tiefe und nur zum Teil zugängliche Schlucht eingeschnitten hat. Der Muschelkalk besteht hier aus mehr oder weniger dicken, ziemlich ebenflächigen Bänken von meist rauchgrauer Farbe. Dolomit sah ich nirgends[1]. In ziemlich tiefem Niveau tritt eine Crinoidenbank auf: sonst fand ich aber keine Versteinerungen. Ganz unten, nicht mehr sehr hoch über dem Niveau des Zellenkalkes. sind dünne, flachknollige Bänke mit nur ganz dünnen tonigen Belägen entwickelt. In den höheren Niveaus sah ich überhaupt keine tonigen Zwischenlagen, wohl aber an einzelnen Stellen dünnplattige, etwas gebogene Kalksteinlagen, die von fern aussehen, als ob sie dünnschiefrig wären. Die alleruntersten Lagen des Muschelkalkes sind ganz zerbrochen, von klaffenden Spalten und kleinen Verwerfungen durchsetzt. Es rührt das zweifellos von der Unterlagerung durch den leicht auflösbaren Zellenkalk her, der ja, wie wir schon sahen, auch nach unten gegen die Werfener Schichten mit einer Störungsfläche angrenzt.

Beim Wege von der Chiesebrücke nach Prezzo[2] überschreitet man den Muschelkalk, trifft nach einiger Zeit viel Trümmer von Reitzischichten in den Mauern und erreicht endlich bei der oberen kleinen Kirche den schon erwähnten Aufschluß von Wengener Schichten. Gute Aufschlüsse fehlen auf diesem Wege fast ganz. Wohl aber bekommt man das Profil der tieferen Bildungen noch einmal, wenn man von der kleinen Kirche auf dem im ganzen W führenden Wege zu der kleinen Santella 1142 auf *G* wandert. Der betreffende Weg ist von Bittner eingehend beschrieben worden (l. c.) und hat damals eine reiche Fülle von Versteinerungen, besonders des oberen Muschelkalkes, geliefert (pag. 246). Jetzt ist dort in dieser Schicht wohl nur noch wenig zu finden.

Über der Kirche stehen noch mehrfach die Wengener Schichten, dann auch die Reitzischichten an. Ein loser Block aus einem nicht sicher bestimmbaren Muschelkalkhorizont enthielt Korallen. Auf dem von Bittner erwähnten gekrümmten Wege findet man nach einiger Zeit den oberen Muschelkalk und unmittelbar darauf prachtvoll den Brachiopodenkalk aufgeschlossen. Er enthält dort im ziemlich hohen Niveau, nicht mehr weit unter dem oberen Muschelkalk, die gut aufgeschlossene Crinoidenschicht mit *Coenothyris vulgaris*. Man erkennt in ihm auch einige sandige

[1] Vergl. aber pag. 189.

[2] Vergl. auch Bittner pag. 245 und Benecke pag. 32.

Schichten mit ebenflächigen Kalklagen, ähnlich wie sie im oberen Muschelkalk auftreten. Darüber folgen aber noch einmal Knollenkalke und dann erst der eigentliche obere Muschelkalk. An der ersten Ecke findet man unter dem Brachiopodenkalk den ebenflächigen unteren Muschelkalk; und schließlich sieht man von oben steil in dieselbe Zellenkalkrunse hinunter, die wir schon unten an der Chiesebrücke angetroffen hatten. Das Streichen und Fallen der Schichten des Muschelkalkes ist in den besprochenen Aufschlüssen normal.

Auf einer in späteren Jahren unternommenen Tour kam ich in umgekehrter Richtung von der Santella 1142 her. Ich sah damals auf dem oberen, fast ebenen, genau W—O gerichteten Wegstücke an einer Stelle, die noch nicht ganz gegenüber dem Orte Daone liegt, NNO streichenden unteren Muschelkalk aufgeschlossen. Gleich darauf folgte Zellenkalk, dann aber gleich wieder Muschelkalk, und zwar mit normalem N 40 O-Streichen und SO-Fallen. Auch weiterhin erkennt man deutlich, daß ein mehrfacher Wechsel der Aufschlüsse zwischen Muschelkalk und Zellenkalk stattfindet und erhält den Eindruck, als ob Bänke der Rauchwacke noch dem Muschelkalk eingeschaltet wären. Einmal habe ich sogar sicher eine zellige Bank im schwarzen Muschelkalk gesehen. Das stimmt gut mit den später zu beschreibenden Beobachtungen am Monte Colombine, westlich des oberen Caffaro. Dennoch sind auch hier Repetitionen infolge kleiner Störungen nicht ausgeschlossen, wie sie der Auflösungsprozeß des Zellenkalkes leicht hervorbringen kann.

XIII. C. 6. Cusone—Cimego—Castello.

(Vergl. *G* und *O* 25.)

Hinter der Brücke von Cusone steht der auf pag. 191 erwähnte weißgraue Esinodolomit an. Ich ging auf dieser Wanderung zunächst am rechten Chieseufer abwärts und fand dort sehr viel Schutt von Reitzischichten, oberem Muschelkalk mit vielen, aber meist schlecht erhaltenen Cephalopoden und schließlich unterem Muschelkalk. Kurz vor dem zweiten Hause am Wege fand ich erst Trümmer und unter dem Hause einen Aufschluß von weißgrauem Breccienkalk, der offenbar zum Zellenkalk gehört. Weiterhin ragen aus dem Boden noch mehrfach größere Blöcke oder Aufschlüsse davon heraus. Einmal sah ich eine solche Breccie mit Bruchstücken eines schwarzen fossilführenden Kalkes. Bei der Wegteilung ging ich den oberen Weg entlang und fand bis zu der Stelle, wo sich dieser wieder gabelt, immer nur Schutt von unterem Muschelkalk, etwas Moräne und Zellenkalk. An der Gabelungsstelle steht grauer bis grauschwarzer Dolomit mit N 20 O-Streichen und mittlerem O-Fallen an. Auch weiterhin fand ich immer diesen Dolomit[1]), wenige 100 Schritte vor der Kirche von Cimego aber mit einem Male dünngebänderte Gipse, die anscheinend konkordant unter den Dolomit einfallen. Aller Wahrscheinlichkeit nach gehören weder der Dolomit noch der Gips zum Muschelkalk, wie auf *G*, um ein bei dem kleinen Maßstab sehr kompliziertes Bild zu vermeiden, dargestellt ist, sondern zum Zellenkalk. Zwischen ihnen und den Werfener Schichten des Monte Melino dürfte ein Bruch durchgehen, der sie samt dem Muschelkalk der Cimegobrücke von dem westlichen Gebirge abtrennt.

Von der Kirche von Cimego stieg ich rechts aufwärts auf der Straße nach Castello und hielt mich bei der ersten Wegteilung zu der Schlucht hinüber, die in den Hang des Monte Melino eingeschnitten ist. In ihr fand ich sofort Schutt von Werfener Schichten und einige Schritte höher (in etwa 665 *m* Meereshöhe) Aufschlüsse von ihnen mit mittlerem, ungefähr nach SSO gerichtetem Fallen. Auch weiter aufwärts fand ich bis zu dem Hauptweg, der nach Castello führend den Bach

[1]) Stets mit *HCl* geprüft.

überschreitet, immer nur Werfener Schichten. Man sieht von dort aus, daß noch vor dem höheren Wege, der drüben am Gehänge entlang zur Capella dei Morti führt, Zellenkalk anstehen dürfte. Der Weg nach Castello führt nun um den Vorsprung zwischen der begangenen Schlucht und der des Hauptbaches von Castello—Cimego herum und unter der auf *G* deutlichen Kirche zur Brücke vor Castello. Vor dieser sind die Werfener Schichten prachtvoll entblößt, sie streichen dort zwischen N 5 W und N 20 W und fallen mit 20—30° nach O ein. Jenseits der Brücke ist Castello erreicht.

XIII. C. 7. Osteria al Paradiso (463 *m*)—Cimego—Chaussee bis Creto.

(Vergl. *G* und *O* 25.)

Die Verhältnisse auf der kurzen Strecke von der Osteria bis nach Cimego sind so kompliziert, daß sie auf *G* wegen des kleinen Maßstabes nur eine sehr unvollkommene Darstellung erhalten konnten. Es sei auch hier darauf hingewiesen, daß die Bestimmung der geologischen Orientierung in den grob gebankten Permsandsteinen und Grauwacken aus der Nähe oft nicht sicher möglich ist, daß also dabei Irrtümer nicht immer zu vermeiden sind. Unmittelbar über der Osteria steht Grödener Sandstein mit flachem, wahrscheinlich ungefähr nach ONO gerichtetem Fallen an. Geht man aber von da am Gehänge nach N, so trifft man sehr bald darauf, an der Stelle, an der der Chiese unmittelbar an den Berg herantritt, die Werfener Schichten, anscheinend mit N 20 O-Streichen und 57° O-Fallen. Wenig nördlich von dieser Stelle zieht nun eine nicht auf *G*, wohl aber auf *O* 25 erkennbare Runse steil hinauf. Unmittelbar nördlich von ihr fand ich bis zu 538 *m* Höhe mehrfach Werfener Schichten anstehend, und zwar unten mit N 12 W-Streichen und 44° O-Fallen, höher ebenfalls mit mittlerem ONO-Fallen, ganz oben mit ungefähr N—S gerichtetem Streichen und ziemlich steilem O-Fallen. Südlich der Runse steht Perm (Sandsteine und Grauwacken) mit N 20 O-Streichen und 34° O-Fallen an. Die Schichtflächen sind allerdings nicht ganz deutlich. Es geht aber hier zweifellos eine Verwerfung in der Runse am Hange herunter.

Oben erreicht man einen flach nach Cimego hinführenden Weg. An diesem stehen bald darauf wieder N 10 W streichende, 30° O fallende Werfener Schichten an, weiterhin aber in 515 *m* Höhe mit einem Mal wieder Permsandstein mit ungefähr N—S-Streichen und etwa 30° O-Fallen. Er wechsellagert mit sandigen roten Schiefertonen. Unmittelbar vor dem Aufschluß stehen noch stark gestörte Werfener Schichten mit schlecht erhaltenen Bivalven an. Gleich hinter dem Permaufschluß geht es in das Tälchen hinein, auf dessen anderer Seite Cimego liegt. Unmittelbar über dem Wege, auf der Nordseite des Tälchens, steht grauer, ziemlich dünnschichtiger, tonarmer, kalkiger Dolomit an, der jedenfalls bereits zum Muschelkalk der Cimegoscholle gehört. Er streicht ungefähr N—S und fällt mäßig nach O ein. Auf der S-Seite sind schlechtere Aufschlüsse, die aber aus demselben Material zu bestehen scheinen.

Der Weg, der durch Cimego hindurch zur Chiesebrücke führt, zeigt kurz vor der Brücke wieder Aufschlüsse, die offenbar auch von demselben Material gebildet werden. Unmittelbar an der Brücke aber stehen graue, gelbbraun verwitternde, gut brausende Kalke mit N 30 W-Streichen und 50—60° O-Fallen an. An dieser Stelle befand sich früher der von Lepsius[1]) entdeckte, von ihm und Bittner[2]) ausgebeutete fossilreiche Aufschluß im Brachiopodenkalk. Die angeführten Kalke gehören zu diesem Niveau und man kann hier noch immer in dem Gehänge ziemlich viel

[1]) 1878, pag. 57 und 219.

[2]) Pag. 247 (Fossilliste).

25*

Coenothyris vulgaris sammeln. Da aber der Steinbruch verschwunden ist, so sind andere Arten und besonders Cephalopoden kaum mehr zu finden.

Die Chaussee entblößt unmittelbar vor Cusone den unteren Muschelkalk, dessen schwarzgraue Bänke hier N 20 O streichen und ganz steil nach O einfallen. Diese Aufschlüsse liegen sicher bereits östlich der Judikarienlinie. Auch in Creto selbst steht auf dem östlichen Gehänge trochitenführender, unterer Muschelkalk an.

XIII. C. 8. Bersone—Praso—Val Molinello (*O* 25)—Daone—Bersone.

(Vergl. *G* und *O* 25.)

Auf dem Wege, der von Bersone nach Praso führt[1]), trifft man gleich hinter Bersone den ebenflächigen Muschelkalk in rauchgrauen, mehrere Dezimeter mächtigen, ziemlich ebenflächigen Bänken mit N 40 O-Streichen und 38° SO-Fallen. Er wird gleich darauf von typischen knolligen Brachiopodenkalken konkordant überlagert. Dann gelangt man erst auf eine von diluvialen Ablagerungen bedeckte Terrasse und entsprechend der Wegrichtung von neuem in den ebenflächigen Muschelkalk hinein. Dieser enthält hier übrigens gelegentlich dünne tonige Zwischenmittel zwischen dicken Kalkbänken. Vom Wege aus erkennt man sehr schön den Aufbau des pag. 201, 212 u. 214 beschriebenen Lavanegberges auf der rechten Seite des Daonetales. Dicht unter Praso bog ich ab und gelangte durch steilwandige Grundmoräne hindurch bis zur Schlucht der Val Battistella = Val Molinello der Karte *O* 25[2]). In der Nähe dieser Schlucht aber noch östlich davon, kommt ein kleiner Wasserriß herunter. In diesem steht der Grödener Sandstein an. Es ist ein dickbankiger roter Sandstein mit intensiv roten und rotbraunen, an die Werfener Schichten erinnernden Tonzwischenlagen. Er läßt ein südöstliches Fallen erkennen. Noch unterhalb dieses Aufschlusses sind dicht an der Straße, die von Praso nach Daone führt, Aufschlüsse in einer diluvialen (?) Gehängeschuttbreccie, die wesentlich aus schwarzgrauem unterem Muschelkalk besteht. Noch höher an der Straße, die von Praso nach „Tarassori" (*G*, *O* 25) = Varassone[3]) in der Val Daone führt, sind die oft zitierten Aufschlüsse in den Kalken von Praso. Es sind braun bis rostbraun verwitternde, plattige und sandige Kalksteine mit einer oolithischen Bank. Ursprünglich sind sie wohl heller in der Farbe. Bei der Verwitterung werden sie durch das ausgeschiedene Eisen dunkel gefärbt. Sie sind nur wenige Meter mächtig und fallen mit etwas gebogenen Schichtflächen in ungefähr östlicher Richtung ein. Ihre untere Grenze ist, wenn ich mich recht entsinne, dort aufgeschlossen; und unmittelbar über ihnen folgen plattige Kalke, Mergel und Tonschiefer, die gewöhnlich sehr glimmerig sind und viele kleine, mit Kalkspat ausgekleidete Hohlräume enthalten. Diese führen häufig schlecht erhaltene Zweischalersteinkerne und gehören zweifellos bereits den Werfener Schichten an. Auch sie fallen in östlicher Richtung ein. Die Kalke von Praso sind daher an dieser Stelle viel weniger mächtig als Lepsius angibt, der sie wohl an einer etwas abweichenden Örtlichkeit beobachtete. Lepsius führt nämlich in dem von ihm sehr genau studierten Profile der Val Battistella als Nr. 3 an: „Schwarzgraue Kalke, leberbraun verwitternd, dickbankig, dicht, kurzklüftig, wechsellagernd mit gelben, sandigen Schichten und dolomitischen Bänken; 23 *m* (? Bellerophonkalk)"[4]).

[1]) Vergl. Ende von XIII. C. 3. pag. 191.

[2]) Mein Träger, der als alter Schmuggler mit den Örtlichkeiten gut vertraut war, bezeichnete das Tal als „Val Battistella".

[3]) Der richtige Name ist Varassone.

[4]) 1878, pag. 48.

Ich stieg nun auf der östlichen Seite des Tales in die Höhe. Dort fand ich noch in den untersten Platten der Werfener Schichten drei graugrüne, stark verwitterte und daher mit *H Cl* lebhaft brausende Intrusivgänge, wohl von Diabas (Nr. 188—190). Die beiden oberen entstehen anscheinend durch Gabelung eines einzigen Ganges. Sie streichen N 35 O und fallen ganz steil mit beinahe 90° nach NW ein. Von hier geht es bis zu ungefähr 1184 *m* Höhe durch die Werfener Schichten hinauf. Nun liegt der unterste Punkt dieses Komplexes in der Nähe des Tales in etwa 800 *m* Höhe. Würden die Schichten also horizontal liegen, so würden wir als Mächtigkeit 384 *m* bekommen, was sicher ganz falsch und außerordentlich übertrieben wäre. Lepsius gibt 135 *m* an, hat aber offenbar nicht an dieser Stelle gemessen; und Bittner sagt sogar, daß die Schichten hier mit ziemlicher Neigung gegen SO einfallen. Die scheinbare große Mächtigkeit erklärt sich hier aber wohl nicht durch größere Neigung: denn ich selbst beobachtete unterwegs nur ziemlich flaches Fallen. Dagegen glaube ich auch flache Falten gesehen zu haben, die trotz ihres Fehlens in den härteren über- und unterlagernden Schichtkomplexen, in den plastischen Werfener Schichten denkbar sind. Der untere Teil des Werfener Komplexes besteht aus dünnen Platten, hauptsächlich von Kalkstein, die vorherrschend gelbbraun verwittern und grüne und rote Zwischenlagen enthalten. Der obere Teil besteht dagegen überwiegend aus rotbraunen bis braunroten glimmerigen Schiefertonen und Tonschiefern mit selteneren festeren Zwischenlagen. Kalksteinbänkchen sind hier viel seltener als unten. Die beiden Abteilungen sind, wie Lepsius zuerst zeigte, trennbar durch einen von ihm hier auf 10 *m* geschätzten „Gastropodenoolith“komplex von „harten, grauen Kalkbänken. Auf den Verwitterungsflächen erscheinen die kleinen Schnecken, welche das Gestein zusammensetzen: *Chemnitzia gracilior*, *Pleurotomarien*, *Naticen* etc. Dazwischen echter Rötschiefer mit undentlichen Bivalven“ [1]).

Ich fand beim Anstieg das erste Stück von Gastropodenoolith unter einem Wasserfall, der mich zum Übergang auf das rechte Ufer nötigte [2]). Darüber stellen sich dann auch größere Trümmer desselben Gesteines ein. Der Anstieg wird steiler, bis die flachen Matten der weichen oberen Stufe erreicht sind.

Von 1184 bis 1306 *m* Höhe steht der Zellenkalk an, dann aber verhüllt Grundmoräne den Fels. Schließlich kam Schutt des oberen Muschelkalkes von oben herunter. Ich kehrte dort um und stieg über die Werfener Schichten nach Daone ab. Kurz vor dem Orte steht in etwa 854 *m* Höhe Grödener Sandstein mit den bekannten, den oberen Werfener Schichten ähnlichen Tonzwischenlagen an. Die Transversalschieferung in diesen streicht hier WNW und fällt steil nach S ein.

Der Ort Daone selbst [3]) steht auf Grödener Sandstein, und zwar auf festen, teils weißgrau, teils rot gefärbten Bänken mit transversal geschieferten roten tonigen Zwischenlagen, die den oberen Werfener Schichten sehr ähnlich sehen. In der Nähe ist die geologische Orientierung nicht erkennbar. Aus der Ferne sieht man, daß auf beiden Talseiten ein deutliches, mit etwa 10—15° nach SO gerichtetes Fallen herrscht. Die Oberfläche des Sandsteines ist oft zu schönen Rundhöckern abgeschliffen. Die Schieferung der Zwischenlagen streicht N 75 O; sie ist bei der Osteria del Tirns

---

[1]) L. c. pag. 48. Die Angaben beziehen sich auf das hier beschriebene Tal.

[2]) Ich sammelte dort eine *Mytilus*-Art und wohl sicher von oben stammende Stücke von *Naticella costata* und *Myophoria costata*.

[3]) Ich beschrieb diese Aufschlüsse bereits 1894 auf Grund älterer Beobachtungen, bei denen ich mich noch infolge mangelhafter Kenntnis des Perms im Adamello dazu verleiten ließ, die Transversalschieferung der roten tonigen Lagen für Schichtung zu halten. Vergl. 1894, pag. 98.

vertikal gestellt, etwas weiter oben steil (mit 70—80°) nach S gerichtet. Gesteinsspalten, die oft mit Quarzabsätzen ausgekleidet sind, streichen ebendort N 25 O und fallen 80° nach WNW ein.

Geht man von Bersone nach Daone hinauf, so sieht man, daß die Schlucht bei Formino hier oben in den Zellenkalk eingeschnitten ist[1]). Sie entspricht der Zellenkalkrunse des rechten Chieseufers. Dahinter folgen braunrot gefarbte Werfener Schichten und sehr bald dahinter der schon beschriebene Grödener Sandstein des Daonesystemes. Möglicherweise bilden kleine Brüche die Grenzen zwischen Perm und Werfener Schichten auf der einen, den Werfener Schichten und dem Zellenkalk auf der anderen Seite.

XIII. D. Val Daone und Umgebung bis einschliesslich Valle Aperta.

XIII. D. α. Talgrund und Ostseite.

XIII. D. α. 1. Weg im Tal bis Malga Campo di sotto.

(Vergl. *G*, *O* 25, zum Teil *A*.)

In einer älteren Arbeit[2]) habe ich die geologischen Verhältnisse dieses Weges bereits kurz, die dort zu beobachtende Kontaktmetamorphose des Grödener Sandsteines in der Nähe des Tonalites eingehend beschrieben. Indessen sind später noch einige Beobachtungen dazu gekommen, die das Bild wesentlich vervollständigen. Der ganze Weg führt von Daone bis zu den Wiesen von Ert (auf den Karten fälschlich „Lert") stets durch Perm, und zwar schneidet der Fluß eine Strecke weit den Quarzporphyr an. Man erreicht ihn bald nach dem „Ponte di Murandin" und verläßt ihn ganz kurz vor dem „Canal da Pasten"[3]). Riva[4]) hat das von mir gesammelte Material untersucht und eingehend beschrieben. Auf das Auftreten des Porphyres hatten schon Lepsius und Suess hingewiesen. Daß er jedenfalls zu einer flach ausgebreiteten Lavadecke gehört, kann kaum zweifelhaft sein. Gerölle von ihm treten in den groben Konglomeraten in der Nähe der Ausmündung von Val Buona auf.

Was die Orientierung der Schichten betrifft, so sieht man auf dem Wege von Daone talaufwärts, daß sie lange Zeit ganz flach liegen, aber doch wohl etwas talauswärts, also SO, geneigt sind. Von Prà maggiore an[5]) stellt sich ein erst schwaches, dann immer deutlicher werdendes WNW-Fallen ein. Ich gab schon 1894 eine Tabelle, die das erläutert, und die hier ihres Interesses wegen mit unwesentlichen Änderungen reproduziert sei.

Örtlichkeit	Streichen	Fallen
Pracúl	N 25 O	18° WNW.
Talaufwärts	N 25 O	30° „
Talaufwärts	N 20 O	54° „
Talaufwärts	N 10 O	35° „
Talaufwärts	N 20 O	45° „
In eingeschalteten Tonschieferschichten	N 11 O	62° „

[1]) Vergl. pag. 189.

[2]) 1894 (italiänisch).

[3]) Der Name fehlt auf den Karten.

[4]) 1896, I., pag. 167.

[5]) *O* 25, *G*.

Örtlichkeit	Streichen	Fallen
Talaufwärts von der Kapelle	N 10 O	30° WNW
Noch weiter aufwärts	N 30 O	80° "
Unmittelbar bei Beginn der Talweiterung am Canale dell' Ert	N 10 O	70° "
Noch näher zum Tonalit	N—S	68° "
Noch näher zum Tonalit	N 10 O, etwas weniger als	70° "
Werfener Schichten oberhalb der Straße in den Ertwiesen	N 10 O	70° "
Ebenso, im Canale dell' Ert, hoch über der Straße bei einem Wasserfall	N 10 O, fast oder ganz	90° "

Nachgetragen sei noch, daß die abgerundeten Felsen der Örtlichkeit „Gaigole“ [1]) aus grauen Sandsteinen mit N 25 O streichenden, steil NW fallenden Quarzadern bestehen. Es ist bemerkenswert, daß diese Spalten ebenso wie die Quarzspalten in Daone sehr genau mit der Orientierung der Tonalitkontaktfläche, im Streichen allerdings auch mit der Judikarienlinie übereinstimmen, während die Transversalschieferung der Schiefertone bei Daone weder zu dieser noch zur Judikarienlinie direkte Beziehungen zeigt.

Aus Gründen, die später erläutert werden sollen, ist es wahrscheinlich, daß bei Ert mehrere Verwerfungen parallel zur Tonalitkontaktfläche über das Tal streichen.

Hinsichtlich der Kontaktmetamorphose des Grödener Sandsteines sei hier nur hervorgehoben, daß Suess als erster mit scharfem Blick die Veränderungen in der Farbe und Struktur der Sandsteine erkannte. In der Nähe von Ert herrschen weiße und graue Farben, während unterhalb von Prà maggiore rote und violette Töne weit verbreitet sind. Das Zement der Sandsteine kristallisiert um; auch größere klastische Körner werden angegriffen, die eingeschalteten Tonschieferlagen völlig in schiefrige Hornfelse verwandelt. Da aber in den Wiesen von Ert schon unten im Tale die Werfener Schichten in einem Abstand von 150—200 *m* vom Kontakte anstehen, so fehlt die am stärksten metamorphosierte innere Kontaktzone des Perms, die ich denn auch an anderen Stellen der Adamellogruppe mit noch wesentlich abweichenden petrographischen Merkmalen nachweisen konnte.

Daß die von mir auf Grund ihrer Gesteinsbeschaffenheit zur unteren Trias gestellten Bildungen wirklich dazu gehören, beweist ein glücklicher Fund von Suess [2]), der „scharfe Hohlräume der *Naticella costata*“ auffand. Das Gesteinsstück, das mir freundlicherweise von ihm zur Untersuchung eingesandt wurde, braust schwach mit Salzsäure und unterscheidet sich auch petrographisch von den permischen Bildungen. Die *Naticella* ist unverkennbar und eine sehr willkommene Bestätigung des petrographisch ermittelten Schichtprofiles. Curioni [3]) gibt an, in losen Quarzblöcken in der Nähe der Ertrunse Pflanzenreste gefunden zu haben. Nach seiner Beschreibung stammen sie aus dem Perm. In ähnlichen erratischen Blöcken fand er südlich von Creto eine von Meneghini als „*Annularia*“ bestimmte Pflanze. Genaue Beschreibungen der petrographischen Beschaffenheit der Talgesteine findet man in meiner zitierten Abhandlung vom Jahre 1894.

Steigt man in der Ertrunse vor der aus normalem hornblendehaltigem Tonalit bestehenden Wand in die Höhe, so trifft man nach einiger Zeit den metamorphen, aber unverkennbaren Zellenkalk anstehend. Die Werfener Schichten sind dort nicht unmittelbar aufgeschlossen, wohl aber an mehreren Stellen in den Ertwiesen, zum Teil dicht an der Straße. Steigt man aber in der Ertrunse

[1]) Nicht auf den Karten. Liegt wenig oberhalb des Quarzporphyres.

[2]) 1885, pag. 316.

[3]) 1877, Geologia I, pag. 51.

bis zu dem Wasserfall empor, so findet man sie auch dort aufgeschlossen, und zwar in der charakteristischen gebänderten Varietät, natürlich aber als Hornfels. Über ihre Orientierung vergleiche man die Tabelle auf pag. 199.

Geht man von hier in dem von Ert an den Namen Val di Fumo führenden Talabschnitt aufwärts bis unterhalb Malga Campo di sotto und zu dieser direkt hinauf, so trifft man anstehend nur noch Tonalit. Wohl aber bringt ein kleiner Bach auf der linken Talseite, also rechts, nicht mehr lange hinter Ert, viel Gerölle von Marmor und anderen Triasgesteinen mit sich herunter. Es ist das offenbar der auf *G* östlich von dem Hause 1150 eingezeichnete Bach, dessen Runse sich oben gabelt. Wir werden später sehen, daß tatsächlich dort oben die Trias auf dem Tonalit liegt. Auch glaubte ich von unten aus in der Höhe eine Scholle von anders gefärbtem Gestein im Tonalit zu erkennen. Über die Bankung des Tonalites längs dieses Talabschnittes hat Reyer[1]) Mitteilungen gemacht. Er gibt an, daß die Bänke auf beiden Talseiten stets talwärts fallen und folgert daraus, daß die Tonalitmassen rechts und links des Tales primär getrennt waren. Ich habe die von ihm beobachtete Erscheinung an einigen Punkten sehr deutlich, an anderen nur undeutlich und auf großen Strecken gar nicht erkennen können. Das mag aber erstens an der Beleuchtung liegen, zweitens daran, daß der Tonalit eben nicht bloß durch ein Kluftsystem, sondern gewöhnlich durch drei durchschnitten wird. Und je nach dem Vorherrschen, beziehungsweise der Sichtbarkeit des einen oder des anderen Systemes wird die Bankung im einen oder im anderen Sinne einzufallen scheinen. Man vergleiche darüber auch pag. 74, wo die in der Höhe der westlichen Talflanke gemachten Beobachtungen erwähnt sind. Dennoch glaube auch ich, wie im allgemeinen Teile ausgeführt wird, daß tatsächlich die Val di Fumo, Val di Genova und Val Pallobia alten Mulden der Tonalitoberfläche entsprechen; und wenn auch meine Auffassung der Tonalitmassen nicht mit der Reyerschen übereinstimmt, so ist doch unbedingt Reyer der erste, der die primäre, im Bau der Tonalitgebiete begründete Natur dieser Talfurchen erkannte.

Auch über die Schlierenknödel des Tonalites in der Val di Fumo machte Reyer[2]) einige durchaus zutreffende Angaben und deutete sie meiner Auffassung nach im wesentlichen richtig. Man vergleiche darüber den allgemeinen Teil. Die von ihm abgebildete Stelle (pag. 430) war schon 1890 sehr verwittert, wohl aber zeigt ein nicht weit davon entfernter loser Block genau dieselben, ja auch an zahllosen anderen Stellen der Adamellogruppe zu beobachtenden Erscheinungen. Ein anderer großer Block, den ich zwischen Boazzo[3]) und Nudole sah, zeigt die noch zu erörternde Erscheinung, daß zahlreiche Schlierenknödel von ganz wenig heller Tonalitmasse konglomeratartig verkittet sind. Großartig ist die glaziale Abschleifung der Felsen von Campo di sotto bis Ert. Die Schliffe sind oft unmittelbar über und neben dem Bach so glatt, daß die Begehung bei nassem Wetter unbequem wird. Der Betrag der postglazialen Erosion ist meist sehr gering.

XIII. D. z. 2. Doss dei Morti (2182)—Varassone—Rolla—Malga Val Buona.

(Vergl. *G* und *O* 25.)

Über die Nordseite des Doss dei Morti vergleiche man pag. 186—187.

Beim Abstieg in das Tälchen, das sich östlich des Punktes 1982 nach SW hinunterzieht, trifft man in 2132 *m* Höhe die Reitzischichten anstehend unter den Wengener Schichten der Gipfel-

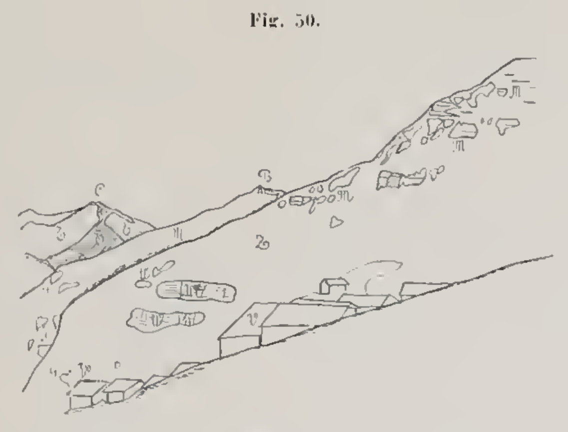
[1]) 1881, pag. 132 u. f.

[2]) Pag. 429.

[3]) Hier für Begehungen leidliches Standquartier. Wenig entfernt eine Tanne, die in 1 *m* Höhe über dem Boden einen Umfang von 7·5 *m* hat.

region. Der obere Muschelkalk ist nicht aufgeschlossen. In etwas über 1620 *m* Höhe folgen unter den kompakten Bänken des unteren Muschelkalkes eigentümliche grobe Breccien, die nicht eigentlich wie Zellenkalk aussehen, ihn aber vielleicht bereits vertreten. Der untere Muschelkalk setzt die steilen, auch auf *G* angedeuteten Wände unter dem Punkt 1982 zusammen. Über die großen Schutthalden am Fuße dieser Wände geht in etwa westlicher Richtung ein Pfad auf den nach Varassone (Tarassori auf *G*) führenden Weg hinunter. Die Schutthalden bestehen fast ganz aus Muschelkalk, enthalten aber doch vereinzelte Stücke von echtem Zellenkalk. Die obere Grenze dieser Bildung kann also keinesfalls viel unter 1600 *m* liegen. In einer kleinen Runse, die mitten zwischen den zahlreichen Hütten von Varassone hinunterzieht, ist die Grenze zwischen Zellenkalk und Werfener Schichten aufgeschlossen. Sie liegt etwa 4 *m* über den obersten Hütten der Fienili Varassone, der zweiten Häusergruppe.

Fig. 50.



Umrißskizze, von Varassone (*V*) nach NW gezeichnet.

C = Re di Castello. — *B* = Monte Bagolo. — *T* = Tonalit. — *G* = Grödener Sandstein. — *W* = Werfener Schichten. — *Z* = Zellenkalk. — *M* = Muschelkalk

Die Umbiegung der Schichten unter den Tonalit ist hier nicht erkennbar.

Von Varassone aus hat man einen prachtvollen Überblick über den geologischen Bau des ganzen Tales. Die rechte Seite des Bildes ist in der beistehenden Konturskizze dargestellt. Den Hintergrund im Westen und Nordwesten nimmt der Tonalit ein. Rechts (in Figur 50 links) erhebt sich der Re di Castello (2883 *m*), in dessen stolze Pyramide sich von allen Seiten her Kare einschneiden; links dehnt sich die fast gleichmäßig hohe Tonalitmauer der Cima di Boazzolo und der Grapperi di Seroten aus. Der Vordergrund rechts vom Re di Castello zeigt unten die steilen Wände des Grödener Sandsteines und an ihrem Fuße kolossale, grün bewachsene Schutthalden, die den ganzen Talgrund erfüllen. Über dem Grödener Sandstein folgt ein weniger steiler, grüner Hang, aus dem aber die Werfener Schichten in zwei, in geringem Abstande übereinander folgenden, in der Figur 50 deutlichen Felswänden heraussstehen. Es folgt ein grüner, bewaldeter Hang, der dem Zellenkalk entspricht, und darüber der in steilen Wänden abbrechende untere Muschelkalk. Zwischen Re di Castello und den Vordergrund schaltet sich die Konturlinie des Monte Bagolo ein, in dem Tonalit und Permtrias in Kontakt kommen, wie in XIII. D. α. 5. beschrieben werden wird, beziehungsweise schon auf pag. 200 beschrieben worden ist.

Auf der gegenüberliegenden Talseite ragt der Lavaneg (2229 *m*) empor, der Fuß aus ver-

tikal abbrechendem, flach talaufwärts fallendem Grödener Sandstein bestehend, und darüber ganz regelmäßig die grünen Terrassen der Werfener Schichten und des Zellenkalkes tragend. Das Gipfelmassiv scheint von hier aus bis oben hin aus Muschelkalk zu bestehen. Eine kleine Verwerfung dürfte, wie auf *G* eingetragen, in den Berg einschneiden.

Um von Varassone auf den Hauptweg nach Malga Rolla (im Dialekt „Röla") zu kommen, muß man zunächst schräg in die Höhe steigen und gelangt sofort in den Zellenkalk hinein. Man überschreitet nun das auf *G* deutliche, tiefe Tal von Prà maggiore und trifft hinter dem es begrenzenden Vorsprung einen stark zersetzten, feinkörnigen Gang, anscheinend von Diorit, an. (1904, XXIX. 1.) Wo der Weg die tiefe, auf *G* durch das „*i*" von Vermungoi gehende Runse überschreitet, stehen auffällig weiße, wie Kalk aussehende Dolomite des Zellenkalkes an, der in dem Tal von Prà maggiore offenbar ziemlich tief unter den Weg herunterreicht. In dem hier überschrittenen Tale erkennt man dagegen, daß die untere Zellenkalkgrenze in dem ersten Ast der Runse nur etwa 30—50 *m* unter dem Wege liegt. Der Bach stürzt dann wenig tiefer über geradezu furchtbare Wände in das Haupttal hinunter. Kaum an irgendeiner anderen Stelle der ganzen Adamellogruppe bekommt man eine so deutliche Empfindung für die topographische Bedeutung der Übertiefung der Haupttäler.

Bis hierher liegen die Schichten so flach, daß man aus der Nähe kein Einfallen gegen den Tonalit wahrnimmt[1]). Der Weg geht nun auf den Vorsprung vor dem Rollatale hinauf. Wo er in das Tal umbiegt, liegen zahlreiche Bruchstücke von Werfener Schichten herum; und in dem Bache selbst stehen sie etwas unterhalb des Weges an. Auf dem rechten Ufer findet sich eine dem Zellenkalk sehr ähnliche alluviale Sinterbreccie mit Bruchstücken von Werfener Schichten. Gleich darauf folgen in gleicher oder sogar noch größerer Höhe Aufschlüsse von Werfener Schichten, auf denen dann auch Rolla selbst steht. Die Permgrenze liegt in dem Rollabach etwa 50 *m* unter dem Weg.

Von Rolla aus sieht man prachtvoll, wie diese Grenze sich auf der anderen Talseite von dem isolierten Felsen an der Riborecke des Lavaneg kontinuierlich, wenn auch vielleicht mit kleinen Brüchen gegen Val della Nuova senkt und von da an rasch und schräg nach Redotem hin absinkt.

Zwischen Rolla und Casina della Valbuona stehen die Werfener Schichten noch eine Zeitlang in flacher Lagerung an. Dann fehlen auf dieser Talseite die Aufschlüsse bis zu der Casina. Wohl aber sieht man auf dem westlichen Ufer die untere Zellenkalkgrenze in annähernd gleicher Höhe. Die alte Casina ist zerstört, die neue höher am Hange erbaut. Unmittelbar unter der alten Hütte steht im Bach der Zellenkalk an. Ich überschritt den Bach und stieg auf dem rechten Ufer in die Höhe. Bis zu 1680 *m* Höhe steht dort bestimmt Zellenkalk an; dann bedeckt Moräne alles bis fast zur Malga Valbuona (1746 *m*).

Auf dem Wege dorthin, und zwar in einer Höhe von etwa 1724 *m* wurde das Bild Taf. IV, Fig. 2 aufgenommen, das dem rechten Teile der Skizze auf pag. 208 bei Lepsius (1878) entspricht und mir in mehrfacher Hinsicht von Interesse zu sein scheint[2]).

Auf der rechten Seite hat man über den ausgedehnten Schutthalden die kolossalen Wände des Cornovecchio (*C*). Unten, mit *Mu* bezeichnet, liegen die hier noch flachen Schichten des unteren Muschelkalkes. Ihre sehr ungewöhnliche und deutlich hervortretende Streifung beruht, wie Lepsius (l. c.) hervorhob, darauf, daß zwischen die normal erscheinenden schwarzen Bänke sich

[1]) Vergl. aber pag. 198.

[2]) Lepsius hat das Verdienst, auf die ungewöhnlich interessante Valbona zuerst aufmerksam gemacht zu haben.

weiße und graue Marmorbänke einschalten. Lepsius sammelte am Fuße der Wand *Coenothyris vulgaris* und *Rhynchonella decurtata* sowie *Encrinus liliiformis*, den letzteren oft in echten Trochitenkalkbänken. Er hob die interessante Tatsache hervor, daß die Trochiten auch in den Marmorbänken vielfach ausgezeichnet erhalten sind. Die Mächtigkeit des unteren Muschelkalkes ist sehr groß. Bittner [1]) schätzt sie hier, und das wohl mit Recht, auf 8—900 Fuß.

Über der Wand des unteren Muschelkalkes erhebt sich der düster gefärbte, aber doch vielfach mit Vegetation bedeckte Hang des oberen Muschelkalkes (*Mo*). Auf der rechten Seite aber schaltet sich in diesen Hang ein ausgesprochenes „Riff" (*Mo R*) von heller Farbe ein, und zwar so, daß man das Auskeilen gegen den Passo del Frate und das rasche Anschwellen in der entgegengesetzten Richtung im Bilde vollständig erblickt. Offenbar entspricht das „Riff" auch noch dem obersten Teile des unteren Muschelkalkes. Erst über dem Komplex des oberen Muschelkalkes folgt die unbedeutende, aber durch ihre Steilheit und das Fehlen der Vegetation deutlich hervortretende Wand der Reitzischichten (*R*). Es folgt der grüne Hang der Wengener Schichten (*W*); und den Gipfel bildet eine schmale Lage von Esinokalk (*E*). Alle diese Bildungen fallen flach nach hinten, bergwärts, ein und bilden daher in den Runsen und Einschnitten scheinbare Synklinalen. Ganz links im Bilde zieht ein Tälchen zum Passo del Frate (*F*) hinauf. Unmittelbar rechts davon beginnt nun oben wie unten eine Beugung der Schichten nach der linken Seite des Bildes, also unter den Tonalit. Am deutlichsten erkennt man diese Erscheinung an der Lage der Reitzi- und Wengener Schichten ganz oben links im Verhältnis zum Cornovecchio. Links vom Fratetalchen ist die dunkle Farbung des unteren Muschelkalkes bereits ganz verschwunden; und selbst der obere Muschelkalk erscheint heller. Der Leser wolle auch die Figur 47 auf pag. 179 vergleichen.

XIII. D. γ. 3. Pracùl — Malga Valbona.

(Vergl. *G* und *O* 25.)

Von Pracùl, beziehungsweise Vermungoi führt auf der rechten westlichen Seite des Torrente Remur (Baches der Valbona) ein auf *G* eingezeichneter steiler Weg nach Malga Valbona. Am Ausgang der Remurschlucht beginnen die Aufschlüsse des Grödener Sandsteines und halten bis zu den etwa 1500 *m* hoch liegenden Baite di Staboletto an. Den ersten Aufschluß in den Werfener Schichten sah ich sogar erst in etwa 1600 *m* Höhe. Die untersten Permaufschlüsse am Remur liegen etwa 940 *m* hoch. Dabei ist das Fallen der Schichten hier noch äußerst flach. Es ergibt sich also eine Minimalmächtigkeit des Perms von 1500 — 940 = 560 *m*. Diese Zahl ist infolge der Vernachlässigung der Fallgröße etwas zu groß. Da aber die Basis der permischen Bildungen noch gar nicht aufgeschlossen ist und möglicherweise die Werfener Schichten erst höher als 1500 *m* beginnen, so wird das Perm in Wirklichkeit jedenfalls noch wesentlich mächtiger sein. Dabei sind hier, wie wir gleich sehen werden, keine Einschaltungen von Porphyr da. Wir dürfen also die wahre Mächtigkeit des Perms auf wenigstens 6—700 *m* schätzen. Man vergleiche damit die auf pag. 176 mitgeteilten Beobachtungen über das höchstens 50 *m* mächtige Perm im Trivenokessel.

Beim Aufstieg von Pracùl bis zu den Baite di Staboletto beobachtet man Sandsteine, Grauwacken, Tonfelse und Konglomerate, letztere zum Teil mit Porphyrfragmenten. Die Farben sind, wie schon erwahnt, hier bereits durch den Tonalit beeinflußt. Die lebhaft roten und violetten Nuancen des Talausganges fehlen wohl fast ganz. Grau herrscht vor. Mikroskopisch habe ich in den Gesteinen vom Ausgange der Remurschlucht 1894 noch schwache Anzeichen der Kontaktmetamorphose

[1]) 1881, pag. 230.

nachgewiesen. Ganz unten beobachtete ich in den Sandsteinen NNO streichende, ganz steil WNW fallende, also auch hier wieder der Tonalitkontaktfläche entsprechende Klüfte. In etwa 1021 *m* Höhe fand ich einen ONO streichenden dunklen Porphyritgang mit großen Feldspateinsprenglingen (Nr. 197). In 1233 *m* Höhe liegt auf einem Rundhöcker des Perms ein prachtvoller großer erratischer Block von Tonalit. Ebenso liegt bei den Baite di Staboletto viel Tonalit aus der Moräne herum.

In etwa 1600 *m* Höhe traf ich flach fallende Werfener Schichten an. Malga Staboletto liegt offenbar auf ihnen, wenn auch rings herum Tonalitblöcke verstreut sind. Drüben im La Nuovatale liegt die Terrasse der Werfener Schichten zweifellos bereits viel tiefer.

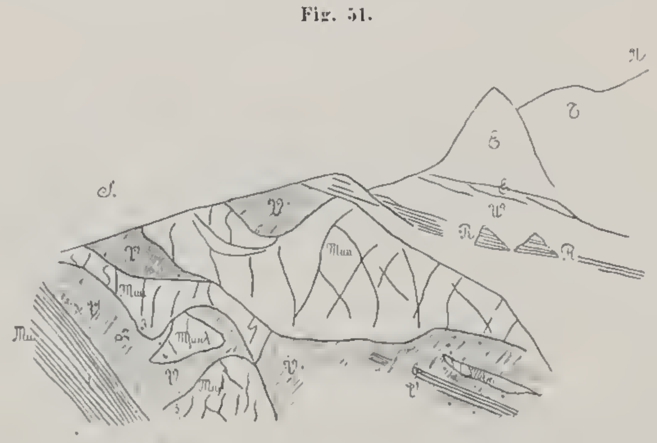
Von Staboletto bis Stabolon und, wenn ich mich recht entsinne, auch von Stabolon bis Malga Valbuona sah ich keine Aufschlüsse, weil alles von tonalitreicher Grundmoräne bedeckt ist.

XIII. D. z. 4. Malga Valbuona—Talhintergrund—Passo del Frate.

(*G*, *A*. *O* 25.)

Die hier zu beschreibende Gegend besteht, wenn ich von den eruptiven Bildungen absehe, vollständig aus hochgradig metamorphosierten Sedimenten von unterem Muschelkalk bis zum Esinokalk. Es ist nicht meine Absicht an dieser Stelle ausführliche Angaben über die einzelnen, zum Teil noch nicht näher von mir untersuchten Kontaktmineralien zu machen. Sie werden daher nur so weit angeführt werden, als es zum Verständnis der geologischen Beschreibung und zum Wiederfinden der Örtlichkeit von Vorteil ist. Man vergleiche auch die beistehende, leider sehr

Fig. 51.



Westliche Talwand oberhalb Malga Valbuona.

T = Tonalit. — *E* = Esinokalk. — *W* = Wengener Schichten. — *R* = Reitzischichten. — *Mu* = geschichteter, *Muu* = ungeschichteter unterer Muschelkalk. — *V* = Vegetation. — 2 = Stollenmundloch. Andere Bezeichnungen im Text.

rohe Konturskizze, Figur 51. Geht man von der Malga am rechten Gehänge in die Höhe, so trifft man dort unmittelbar über der Hütte Schutt und Aufschlüsse von unterem Muschelkalk (1 in Figur 51). Er besteht aus bröckeligem grauem Marmor mit schwarzen Zwischenlagen und führt Silikate, zum Teil sicher Wernerit (Dipyr), zum Teil kleine Täfelchen, die zu Rosetten vereinigt sind. Zahlreiche Bruchstücke von Aplit leiten zum Mundloch eines in gelben und grünen Nuancen schimmernden Stollens (2 in Figur 51), in dem der Kontakt zwischen einem Aplitgang von nicht sicher bekannter Orientierung und dem Muschelkalk aufgeschlossen ist. Der Grenze folgt eine nur

wenige Dezimeter mächtige Lage von Pyrit, Quarz sowie ganz zersetzter, grauer bis schwarzer toniger Substanz. Der Pyrit tritt zum Teil in schönen Würfeln auf. Die gelben Anflüge rühren vom Eisenocker, die grünen anscheinend nur von Flechten her. Der Pyritgang ist eine Zeitlang von der Firma Glisenti in Creto-Brescia ausgebeutet worden. Er soll angeblich goldhaltig sein. Näheres habe ich nicht erfahren. Ich stieg über den Aplitgang, der eine größere Anzahl von Metern mächtig zu sein scheint, in die Höhe und traf darüber wieder schwärzlichen Muschelkalkmarmor an. Talaufwärts gehend gelangt man nun zu einer Felswand von Marmor (3 in Figur 51) und an dieser hinuntersteigend an den damit übereinstimmenden Felspartien (4 und 5 der Figur) vorbei wieder ins Tal hinab. 3, 4 und 5 bestehen aus einem sehr grobkörnigen, weißen, mit *HCl*, wo ich es versuchte, stets brausenden Marmor, der keine deutliche Schichtung besitzt und viel mehr an Esinomarmor als an Muschelkalkmarmor erinnert. Ich hielt mich nun unten im Tal. Im Bacheinschnitt steht unzweifelhafter, geschichteter unterer Muschelkalk mit Eruptivgängen an. Etwas darüber, und zwar schon mitten zwischen den mächtigen ungeschichteten Marmorwänden stehen bei Punkt 6 in Figur 51 dünnschichtige, lang- und dünnknollige Bänke, etwa vom Typus des unteren Muschelkalkes vom Ponte d'Esine an. Petrographisch ähneln diese Bänke auch den Brachiopodenschichten in Judikarien. Es ließ sich indessen nicht feststellen, ob sie etwa diesem Niveau entsprechen. Von da geht es dann wieder über festen, nicht deutlich geschichteten Marmor bis zu einer hinter den Wänden herunterkommenden, auf den Karten nicht deutlichen Runse. Vermutlich entspricht sie dem Kar unmittelbar östlich des Monte Bagolo. In der Runse stehen die Reitzischichten an und bilden eine Felsmauer, die sich nun quer über das Tal bis zum Hauptbach verfolgen läßt. In der Runse kommen übrigens sehr viele silikatreiche Marmorblöcke herunter. Bei der Wanderung quer über das Tal trifft man schon vor dem Hauptbach unter den Reitzischichten unzweifelhaften oberen Muschelkalk an. Er ist leicht an der breiten Bänderung der abwechselnden kalk- und silikatreichen Lagen zu erkennen und führt in den ersteren besonders schöne Hessonite. In der Nähe des Hauptbaches setzt ein mächtiger Eruptivgang auf. Geht man von dort wieder talauswärts an dem Bache entlang, so trifft man in ihm anstehend den typischen, wenn auch natürlich metamorphen, unteren Muschelkalk, dann wieder langknollige Schichten, offenbar die Fortsetzung der Schichten des Punktes 6 in Figur 51 und unter diesen von neuem normalen unteren Muschelkalk.

Aus den angeführten Beobachtungen ziehe ich den Schluß, daß sich hier ähnlich wie wir das schon auf dem Bild Taf. IV, Fig. 2 und pag. 203 für den oberen Muschelkalk der Cornovecchiowand gesehen haben, in den unteren und wahrscheinlich auch in den oberen Muschelkalk „Riffkalke“ einschalten, deren Mangel an Schichtung und helle Farbe selbst in der Metamorphose noch hervortreten. Diese mächtigen „Riffkalkbildungen“ keilen aber gegen Osten aus und enthalten schon auf der westlichen Talwand bei Punkt 6 der Figur einen Keil, der entweder aus Brachiopodenschichten oder, was wahrscheinlicher ist, aus der camunischen Fazies des unteren Muschelkalkes besteht [1]).

Geht man von der Malga Valbuona zum Bachbett, so trifft man dort etwas unterhalb der Hütte Felsen, die offenbar zum unteren Muschelkalk gehören. Jenseits des Baches fand ich dünnknolligen Marmor, bei dem schon der Mangel an Kieselknollen die Zugehörigkeit zu den Reitzischichten ausschließt, dessen Struktur aber ebenso wie bei den Schichten des Punktes 6 der Figur 51 an die camunischen Schichten des unteren Muschelkalkes, beziehungsweise an die Brachio-

[1]) Ursprünglich rechnete ich auch mit der Möglichkeit einer Überschiebung oberhalb dieser Schichten, in welchem Falle die oberen Marmormassen den unteren gleichalterig sein könnten. Die gleich anzuführenden Beobachtungen auf der östlichen Talseite bewiesen aber das Gegenteil.

podenschichten des judikarischen Muschelkalkes erinnert. Von oben her kommen Blöcke von weißem Marmor mit riesigen Kalzitkörnern herunter, genau entsprechend dem Esinomarmor des Pizzo Badile in der Val Camonica. Es ist sehr wahrscheinlich, wenn auch nicht sicher, daß sie auch hier von dem Esinomarmor der oberen Gehänge herrühren. Ich stieg nun schräg talaufwärts in die Höhe und traf dort erst metamorphen unteren Muschelkalk in der normalen judikarischen Fazies, sammelte auf den Halden viele, zum Teil gut kristallisierte Silikate (Granat, Vesuvian usw.) und gelangte zu Aufschlüssen eines dichten, annähernd den Schichten parallel eingeschalteten Eruptivgesteines (Nr. 223 und 224). Etwas höher trifft man einen Schafpfad an, der bequem talaufwärts führt. An ihm steht bald darauf unzweifelhafter oberer Muschelkalk an, durch die breite Bänderung, beziehungsweise langlinsenförmige Gestalt der abwechselnden marmor- und silikatreichen Lagen charakterisiert. Er führt oft prachtvolle Rhombendodekaeder von Hessonit. Eingeschaltet sind ihm zwei 70—90 *cm* mächtige Lagergänge von Tonalit (Nr. 225), von denen der eine auf ziemliche Entfernung verfolgt werden kann, und schließlich ein echter, die Schichten schräg durchbrechender, etwa einen halben Meter mächtiger Tonalitgang (Nr. 245). Die Schichten fallen dort unter die Uza ein Weiterhin biegen sie sich dagegen so um, daß sie gegen den Hintergrund des Tales einfallen. Lokale Verbiegungen sind natürlich auch vorhanden. Merkwürdigerweise scheint übrigens der Hessonit in größerer Entfernung von den Gängen zu fehlen. In etwa 2040 *m* Höhe trifft man auf eine kurze Strecke die typischen, auch Pietra verde führenden Reitzischichten; und gleichzeitig beginnen von den Halden massenhaft Stücke von Wengener Schichten herunterzukommen. Es geht dann auf dem Pfade weiter durch eine schmale, erst flacher, dann ganz steil nördlich unter den Tonalit des Talhintergrundes einfallende Zone von Wengener Schichten hindurch in den Esinomarmor und schließlich bei etwa 2100 *m* Höhe in den Tonalit hinein. Jenseits der Runse sieht man dort, daß Marmor und Tonalit trotz ganz steiler Stellung der Grenzfläche in mehreren schmalen Zungen, die auf *G* nur schematisch angedeutet werden konnten, ineinander greifen. Großartig ist auch der Anblick des Uzagipfels von dort. Er besteht aus Tonalit; aber in dem Tonalit schwimmen wenigstens 20 Marmorfetzen und -Schollen.

Der Tonalit der Kontaktregion ist Hornblendetonalit. Die nach Westen weiterziehende Grenze steht sehr steil. Kehrt man auf demselben Pfad zurück, so kann man etwas südlich der Aufschlüsse im oberen Muschelkalk schräg aufwärts steigend den zum Passo del Frate führenden Pfad erreichen. Man findet bei diesem Aufstieg erst Marmorhalden mit schönen Silikaten, trifft wieder den von einem Eruptivgang (Nr. 244) durchsetzten Esinokalk und gelangt nach einem längeren Weg über vegetationsbedecktes Terrain wieder zu dem sich bogenförmig an die Vorsprünge herumziehenden Bande von auch hier hessonitreichem oberem Muschelkalk. Wohl annähernd dieselbe Stelle erreichte ich auch, als ich einige Jahre später direkt von der Hütte ohne Weg, aber wohl ungefähr in der auf *G* als Weg eingetragenen Richtung emporstieg. Ich traf dabei in etwa 2060 *m* Höhe den oberen Muschelkalk neben der Runse an, die auf *G* durch das „V“ von „Malga Valbona“ geht. Von diesen ersten Aufschlüssen an bis weit hinauf gegen den Paß treten Tonalitgänge in allen Schichtniveaus bis zum Esinokalk auf. In dem oberen Muschelkalk der zitierten Runse maß ich bald nach den ersten Aufschlüssen N 80 O-Streichen und mittleres N-Fallen. Noch vor der nächsten Runse erreicht man die Reitzischichten zuerst mit WNW-Streichen und mittlerem N-Fallen, nach der Runse mit N 80 O-Streichen und mittlerem N-Fallen. Die kontaktmetamorphen Hornsteinknollen und -lagen sind hier in marmorähnliche Quarzite umgewandelt. In etwa 2153 *m* Höhe stehen an dem Pfade die Wengener Schichten noch vor der letzten großen Runse an. Man sieht auch von hier aus sehr schön wie auf dem Bilde Taf. IV, Fig. 2 daß die Reitzischichten sich

schon am Passo del Frate im Verhältnis zu ihrer hohen Lage am Corno vecchio tief herunter gebeugt haben. Sie liegen am Paßkamm unter dem grünen nach Valbuona gekehrten und den Wengener Schichten entsprechenden Hange. Am Wege gelangt man nun aus den Wengener Schichten in den Esinokalk, dann noch einmal in Wengener Schichten, wieder in Esinokalk, zum drittenmal in die Wengener Schichten und endlich in den Esinokalk des Frate selbst hinein. Die Schichten fallen sämtlich mit mittleren Neigungen nach N ein. Erst kurz vor dem Passe erkennt man in den Wengener Schichten ein flaches N-Fallen. In den beim Aufstiege durchschrittenen Reitzischichten sah ich den in der beistehenden Figur 52 dargestellten Gang eines noch nicht mikroskopisch untersuchten sehr feinkörnigen Eruptivgesteines (Nr. 243). Die Schichten fallen mit mittlerer Neigung nach N ein.

Fig. 52.



Gang in Reitzischichten am Fratepfad (Valbuona).
Zahlreiche nach den Seiten an den Schichtflächen ausstrahlende Trümer sind nicht berücksichtigt

Der Gang geht im allgemeinen senkrecht zu den Schichtflächen, schlägt aber von Zeit zu Zeit Haken, indem er eine Strecke weit den Schichtflächen als Lagergang folgt. Außerdem entsendet er zahllose feine, nicht mitgezeichnete Trümer an den Schichtflächen entlang. Man wird hier entschieden nicht annehmen dürfen, daß ein Aufreißen der Gangspalte vor der Intrusion des eruptiven Materiales stattfand, daß also die Gangspalte eine, wenn auch nur kurze Zeit lang geklafft habe. Vielmehr muß sich das Magma selbst seinen Weg geöffnet haben.

Die Wengener Schichten sind im Hintergrunde von Valbona und in den ersten Aufschlüssen am Frateweg entschieden viel weniger mächtig als gegen den Frate hin, wo sie, wie schon auf pag. 178 erwähnt, zweifellos den untersten Teil des Esinokalkes faziell vertreten. Selbstverständlich sind auch sie ebenso wie der Esinokalk auf der ganzen untersuchten Strecke hochgradig metamorphosiert.

„Riffartige" Massen, wie wir sie auf der W-Seite der Valbona im Muschelkalke fanden, fehlen auf der O-Seite anscheinend ganz und gar.

XIII. D. α. 5. Malga Valbuona—Westhang des Monte Bagolo—Kar östlich 2502 Lepsius-Kar—Malga Valbuona.

(Vergl. *G*, *A*, *O* 25.)

Von der Malga ging ich in ungefähr westlicher Richtung um den Hang herum und gelangte zu einem auf *O* 25 deutlichen Vorsprung, 12 *mm* nördlich des letzten „*o*" von „Bagolo" (Hütte

NW von Stabolone). Es ist der auch auf *G* erkennbare Vorsprung 5 *mm* nordöstlich vom Hüttenzeichen der Malga Bagolo. Unterwegs überschreitet man erst Grundmoräne, dann Muschelkalkmarmor. Vielleicht 100 *m* höher stehen ebenfalls dünnbankige Schichten des unteren Muschelkalkes an. Von dort ging ich nach NW erst annähernd in gleicher Höhe, dann langsam ansteigend am Hange entlang bis in das Talchen, das sich auf *G* etwa vom Bagologipfel nach SW herunterzieht. Auch hier steht unterwegs überall metamorpher Muschelkalk, und zwar sicher zum Teil, vielleicht ganz und gar unterer Muschelkalk an. Er besteht teilweise aus verbogenem dünnschichtigem Marmor, in dem erst mäßiges N-Fallen, dann NNO-Fallen erkennbar ist, teilweise aber auch aus esinomarmorähnlichen Massen, die wohl den „Riffen" des Westhanges der Valbona entsprechen. Stellenweise finden sich auch dünnbanderige Silikatgesteine, die wie Tuffe aussehen, aber doch wohl Gänge sind.

Von dem eben erwähnten Talchen aus ging ich, weil Nebel und Schneefall begannen, nicht weiter nach NW, so sehr es mich interessiert hätte, dort die Auflagerung des Muschelkalkes auf den Tonalit zu sehen, sondern steil nach NO hinauf auf den Grat, der vom Bagologipfel (2502 *m*) nach SO herunterzieht. Es ist das jedenfalls derselbe Grat, der in perspektivischer Verkürzung in Figur 51 auf pag. 204 in dem Esinomarmorzacken dargestellt ist. Beim Aufstieg traf ich zuerst wieder Muschelkalkmarmor, dann in etwa 2261 *m* Höhe einen am Hange als Rücken in die Höhe ziehenden Tonalitsporn[1], der offenbar ein Vorsprung der in der Tiefe darunter liegenden Tonalitmasse ist, daneben in 2286 *m* Höhe die Reitzischichten und in 2336 *m* Höhe die Wengener Schichten. In diesen fand ich mäßiges NW-Fallen. Unmittelbar über den Wengener Schichten folgt der Esinomarmor, schon mit viel steilerem N-Fallen, und hält bis auf den Grat hinauf an. Dort streicht er N 64 W und fällt steil nach NNO ein. Ich selbst überschritt den Grat in 2406 *m* Höhe. Der Esinomarmor reicht aber noch vielleicht 50 *m* weiter hinauf bis dicht unter den Bagologipfel.

Östlich des Grates liegt das modellartig schöne Kar, dessen Form besonders gut auf *O* 25 zum Ausdruck kommt. Es ist ein tiefer, oberflächlich keinen Abfluß besitzender, fast trichterförmiger Kessel, dessen Grund von einem verlandeten Seeboden gebildet wird. Nach SO wird dieser Kessel von einer hohen, ununterbrochenen Mauer von Esinomarmor abgeschlossen: und zwar entspricht die innere Mauerfläche den Schichtflächen des Marmors, der quer zum äußersten Vorsprung der östlichen Seitenwand des Kares hinüberstreicht.

Das Kar ist auch auf *G* gut erkennbar. Eine täuschend ähnliche Bildung werden wir oberhalb Bruffione als B e n e c k e - Kar kennen lernen. Ich nenne das namenlose Seitenkar der Valbuona zu Ehren ihres wissenschaftlichen Entdeckers L e p s i u s - Kar.

Von dem Grat aus erkennt man, daß in der östlichen Seitenwand des Kares zwischen den Esinomarmor und den Tonalit noch dünnschichtige Bildungen von geringer Mächtigkeit eingeschaltet sind, aller Wahrscheinlichkeit nach Raibler Schichten. Ich stieg vom Grat aus über die steilen Schichtflächen des Esinomarmors zum Kar hinunter und traversierte auf seinem westlichen Hang talauswärts zur Valbuona. Dabei gelangte ich auf den in Figur 51, pag. 204, dargestellten Kamm, der die Valbuona im Westen begrenzt. Bald nach dem Esinomarmor traf ich Bildungen, die wohl den Wengener Schichten angehören, die ich aber des Wetters wegen nicht genauer untersuchen konnte[2]. Die Reitzischichten sah ich nicht, wohl aber nach einiger Zeit den Muschelkalkmarmor und schließlich die Grundmoräne oberhalb der Hütte von Valbuona.

[1] Auf *G* nicht dargestellt.

[2] Um so eindrucksvoller war es, durch die zerreißenden Wolken hindurch einen Augenblick in weiter Ferne den in klarem Sonnenschein liegenden Monte Baldo zu erblicken.

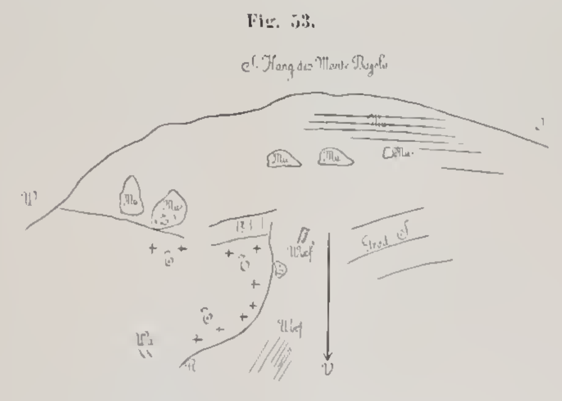
XIII. D. β. Westseite Ostflanke des Seroten-Tonalitlappens zwischen Val Daone und Vall' Aperta.

XIII. D. β. 1. Pracùl—Redotem—Casinei della Nuova.

(*G* und *O* 25.)

Jenseits der Chiesebrücke von Pracùl führt der Weg nach Manòn stets über metamorphosierte Grödener Sandsteine hinweg. An einer Stelle sah ich in ihnen Hornblendeknollen, genau entsprechend den bereits 1894 (pag. 118—119) vom linken Ufer des Tales von mir beschriebenen.

Fig. 53.



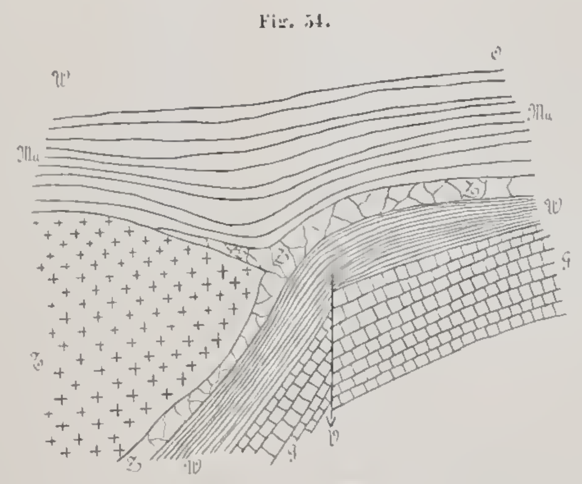
Ansicht des Südhanges des Monte Bagolo von Manòn aus.

Mu = Muschelkalk. — *Z* = Zellenkalk. — *Werf.* = Werfener Schichten. — *Gröd. S.* = Grödener Sandstein. — *T* = Tonalit. — *V* = Verwerfung. — *Wa* = Wasserfall. — *R* = Runse von Ert.

Die Werfener Schichten sind von Manòn nicht sichtbar, wurden aber (vergl. pag. 199) bei der Begehung nachgewiesen.

Die betreffenden Knollen waren zweifellos im normalen Zustande Kalk-, beziehungsweise Dolomitkonkretionen im Sande, wie wir sie in dem unveränderten Grödener Sandstein, in den Kugelsandsteinen des südwestdeutschen Buntsandsteines und im Kulm der Vogesen antreffen.

Fig. 54.



Dieselbe Ansicht schematisch als Profil.

Mu = Muschelkalk. — *Z* = Zellenkalk. — *W* = Werfener Schichten. — *G* = Grödener Sandstein. — *T* = Tonalit. — *V* = Verwerfung.

Die Rundhöcker vor Manòn bestehen noch aus Grödener Sandstein. Von Manòn aus sieht man nun prachtvoll den geologischen Bau des anderen Chieseufers. Ich zeichnete dort die vorstehende Skizze Figur 53, deren Bedeutung aus dem schematischen Profil Nr. 54 hervorgeht. Man sieht, wie einerseits Zellenkalk, Werfener Schichten und Grödener Sandstein unter den Tonalit hinuntersinken, wie aber anderseits auf der flachen Oberfläche des Tonalites der Muschelkalk, vielleicht auch noch ein Teil des Zellenkalkes lagert. Da, wie wir auf pag. 208 sahen, oben am Bagolo dann auch der Muschelkalk mit den Reitzi-, Wengener und Esinokalkschichten wieder unter eine höhere Tonalitmasse untertaucht, so ergibt sich daraus das eigentümliche im allgemeinen Teile abgebildete Profil der Tonalitmasse, das die englischen Autoren zu der Bezeichnung „cedar-tree" (Zederbaum) veranlaßt. Daß bei der Unterbiegung der älteren Schichten der spröde Grödener Sandstein brach, während in den plastischeren, höheren Bildungen der Bruch allmählich verloren geht und im Muschelkalk nicht mehr nachweisbar ist, bedarf keiner Erläuterung.

Fig. 55.



Ansicht des Gebirges südlich von Redotem vom linken Hange der Val Daone.

P = Perm. — *Wf* = Werfener Schichten. — *Z* = Zellenkalk. — *Mu* = unterer Muschelkalk. — *Br* = Brachiopodenkalk. — *Mo* = oberer Muschelkalk. — *R* = Reitzischichten. — *Wn* = Wengener Schichten — *EM* = Esinomarmor. — *EB* = Esinobreccie. — *T* = Tonalit. — *V* = Verwerfung. — *Kn* = knollige Kalke in der Runse von Redotem.

Etwas unterhalb der Rundhöcker aus Grödener Sandstein befindet sich bei Manòn gegen den Tonalit hin ein Felskopf, der aus abwechselnden dünnen, grauen und grünen Lagen besteht, dazwischen Marmorbänkchen enthält und zweifellos zu den Werfener Schichten gehört. Die Silikatlagen entsprechen den vom anderen Ufer 1894 von mir nachgewiesenen Hornblendeschiefern. Sie streichen N 20—30 O und fallen mit etwa 60° nach WNW ein. Oberhalb der Hütten von Manòn liegt ein anderer Felskopf, annähernd im Streichen der Werfener Schichten des unteren. Er besteht aber aus hochgradig metamorphosiertem schiefrigem Grödener Sandstein. Gegen den Tonalit hin scheinen sich aber auch dort noch Werfener Schichten einzuschieben [1]). Geht man von hier aus wieder nach SO zurück in das nächste Tälchen, so trifft man an dem nach La Nuova führenden Wege N 20 O streichenden, mit mittlerer Neigung nach WNW fallenden Grödener Sandstein. Ich ging nun auf dem Wege nach La Nuova einige Zeit lang weiter und bog dann auf einem auf den

[1]) Man wolle nun im folgenden die Skizze Fig. 55 vergleichen. Sie ist vom anderen Ufer des Chiese neben dem Remur etwa 300 *m* über dem Talboden gezeichnet und gibt eine, wenn auch nur rohe Vorstellung vom Bau der Gegend zwischen La Nuova und Redotem. Allerdings sind nur die von dem Standort aus erkennbaren Felsbildungen eingezeichnet.

Karten nicht angegebenen Wege nach W ab und um die Ecke des Redotemtales herum nach der gleichnamigen Malga. Auf dem ersten Stück des Weges liegen zahlreiche Bruchstücke von Werfener Schichten herum, die unmittelbar darüber anstehen. Es sind dünne Bänkchen, meist aus Silikaten bestehend, seltener kalkig. Unter den Silikatgesteinen scheinen dichte Biotitschiefer vorzuherrschen. Nach der Umbiegung gelangte ich zu Wänden, von denen von oben Bruchstücke von wenig kristallinischem Kalkstein, offenbar dem Brachiopodenkalk angehörig, herunterstürzen. Unter einer der Wände, in einer Höhe von etwa 1390 *m* stehen metamorphe Werfener Schichten an. Gegenüber auf dem linken Chieseufer liegen dieselben Bildungen viel höher. Sie sind aber dort auch in horizontaler Richtung viel weiter vom Tonalit entfernt. Nach ganz kurzer Zeit steigen die Wandmassen mit steiler Neigung gegen das Redotemtal herunter. Sie bestehen dort aus typischem, an einigen Stellen deutlich zelligem Zellenkalk. Gleich darauf biegt der Weg in das Redotemtal selbst ein. Man sieht dort, daß unten ganz in der Tiefe Zellenkalk noch auf dem anderen Ufer ansteht. Bald darauf kommt der Weg von Manòn herauf und nach einer kurzen Strecke ist Malga Redotem (1445 *m*) erreicht. Der äußerste Ausläufer des Kammes der Grapperi di Nuova trägt auf *O* 25 die Kote 2228 und den Namen Sedole. Von der Hütte aus glaubte ich mit dem Triederbinokel zu erkennen, daß der Abhang von Sedole gegen Val Redotem schon aus Tonalit besteht, während der Gipfel von Marmor gebildet wird.

Ich stieg von der Hütte in der nächsten nach SO hinaufführenden Runse ohne Weg aufwärts. Von oben kommen dort Stücke von metamorphen Knollen- und Lagenkalken herunter[1]), die wie Reitzischichten aussehen, aber keine Hornsteine und Tufflagen haben. Ich habe sie auf *G* mit der Muschelkalksignatur bezeichnet, lasse es aber dahingestellt, ob das berechtigt ist[2]). Ich ging dann oben schräg über diese Runse hinüber, über eine zweite hinweg und gelangte schließlich auf einen kleinen Pfad, der mich nach der Bocca frontale (1859 *m*) führte. An ihm steht nun weißer Esinomarmor in mächtigen und geschlossenen, nach S bis über den Monte Doja hinaus verfolgbaren Massen an. Er enthält hier an vielen Stellen einzelne bis über 1 *cm* lange Nadeln, seltener Rosetten von weißem Tremolit[3]). Nur sehr selten tritt das makroskopisch wie Wollastonit aussehende Mineral mehr lagenweise auf. Der ganze Kamm besteht bis einschließlich Sedole aus dem Esinomarmor.

Auf dem Wege, der von dem Paßeinschnitt der Bocca frontale nach den Casinei della Nuova führt, erkennt man nun, daß die Tonalitgrenze, wie auf *G* dargestellt, gleich hinter Sedole über den Kamm und von dort in flachem Bogen zum Lago della Nuova (auf *G* „dei Casinei") läuft. Der Marmor ist stellenweise ziemlich dünnschichtig. Er fällt unter den Tonalit ein. Bald hinter dem Passe maß ich in ihm erst N 38 O-Streichen und 42° NW-Fallen, dann N 55 O-Streichen und etwas mehr als 45° NW-Fallen. Der Tonalit ist dort nahe der Grenze sehr stark zerklüftet und in ganz dünne Bänke zerlegt. Unter dem Esinomarmor, in dessen untersten Teil sich bereits dunkle Einlagerungen einschalten, folgen dünnschichtige, metamorphe Wengener Schichten und unter diesen wieder ganz konkordant typische, kieselknollenreiche Reitzischichten Diese stehen auch bei den Casinei (1953 *m*) selbst an und fallen auch dort ganz normal unter die Wengener Schichten, den Esinokalk und Tonalit ein.

Etwa 100 *m* tiefer als die Casinei führt ein Weg über den 1895 *m* hohen Cleabàpaß[4])

[1]) Zum Teil Wernerit (Dipyr) führend.

[2]) In Fig. 55 „*Kn*".

[3]) Optische Achsenebene parallel der kürzeren Diagonale gerade auslöschender rhombischer Querschnitte. In Längsschnitten wechselnde, meist schiefe Auslöschung von nicht sehr großem Betrage. Hornblende-Spaltbarkeit.

[4]) So nenne ich ihn, weil auf den Karten ein Name fehlt.

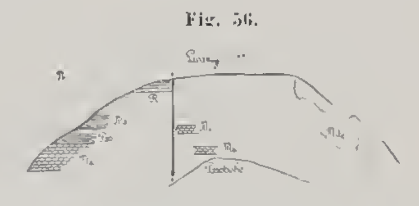
zwischen Lavaneg (2229 *m*) und Pissalat (2162 *m*) hindurch zur Malga Cleabà. Steigt man von den Casinei zu diesem Weg herunter und folgt ihm, so sieht man erst den oberen Muschelkalk und dann ziemlich mächtig entwickelte Schichten in der Fazies des Brachiopodenkalkes regelmäßig unter den Reitzischichten folgen. Der obere Muschelkalk wird von einem hellen Intrusivgang (Nr. 119) durchsetzt. Weiterhin folgt dann aber nicht der ebenflächige untere Muschelkalk, wie man erwarten sollte, sondern die Wengener Schichten des Pissalat, und zwar in umgekehrter Schichtneigung, was indessen auf Schleppung an dem dort einschneidenden Bruch beruhen kann. Die Wengener Schichten halten lange Zeit an, dann verschwinden einige Zeit lang die Aufschlüsse; aber schon vor dem Passe erscheinen sie wieder in ganz typischen Gesteinsvarietaten, zum Beispiel der rabenschwarzen dichten Hornfelsart der Frategegend. Auf der Paßhöhe schneiden sie an der Muschelkalkscholle des Lavaneg ab; und man gelangt so über Matten hinweg zu Muschelkalkaufschlüssen im Bache oberhalb Cleabà. In der Nachbarschaft der Hütte steht der Zellenkalk als Unterlage des Muschelkalkes an.

XIII. D. β. 2. Malga Cleabà—La Nuova—Manòn.

(*G.* *O* 25.)

Steigt man gegenüber der Hütte von Cleabà am Lavaneg in die Höhe, so trifft man dort typischen unteren, allerdings vielfach nach Art der camunischen Fazies kleinknolligen und mit tonigen Zwischenlagen versehenen Muschelkalk mit flachem NW-Fallen. Viele Banke sind enorm reich an Trochiten. Unter den hohen Gipfelwänden fand ich ihn wieder, hier allerdings mit flachem NNO-Fallen. Hält man sich aber von dort ziemlich in gleicher Höhe am Gehänge entlang bis oberhalb des Nuovatales, so findet man dort in den steilen Hangen die knolligen Brachiopodenkalke anstehend, und zwar fallen auch diese ziemlich flach in nordnordöstlicher bis nordöstlicher Richtung ein. Zwischen ihnen und den vorher besuchten Aufschlüssen muß eine Verwerfung

Fig. 56.



Lavaneg von Westen.

Mu = unterer Muschelkalk. — *Br* = Brachiopodenkalk. — *Mo* = oberer Muschelkalk. — *R* = Reitzischichten. — *V* = Verwerfung.

durchgehen[1]). Ich stieg von da über den älteren unteren Muschelkalk zum Cleabàpaß ab und (vergl. darüber auch oben) traf dort wieder auf dem Wege nach den Casinei die von dem Muschelkalk zweifellos durch einen zweiten Bruch getrennten Wengener Schichten an. Von diesem Wege aus, also von W, ist die beistehende Skizze des Lavaneg gezeichnet. Die Verwerfung ist auch aus der Ferne unverkennbar. In den südlichen Wänden ist die Schichtung unklar. Dafür ist eine deutliche, steil nach etwa SSO fallende Plattung entwickelt, die von Cleabà sehr gut zu sehen ist. Das Vorhandensein der Reitzischichten auf dem Gipfel wird von Lepsius, der den Berg wohl bestiegen hat, angegeben[2]).

[1]) Schon von Lepsius (pag. 227) erkannt.

[2]) L. c. pag. 227.

Beim Abstieg vom Passo di Cleabà nach N sieht man prachtvoll in der westlicheren der beiden dort eingeschnittenen großen Runsen, daß die hauptsächlich aus tiefschwarzen Gesteinen bestehenden Wengener Schichten auf Zellenkalk heraufgeschoben sind. Auch ein großer Block von Reibungsbreccie der Wengener Schichten liegt am Wege. Schon ziemlich tief unten scheint einmal stark zerklüfteter Esinomarmor anzustehen. Ist das richtig, so muß der Bau noch komplizierter sein, als er ohnedies schon auf *G* erscheint. Von der Malga La Nuova (1520 auf *G*) geht am linken Talhange eine bequeme Straße entlang. Dort kommen vom Gehänge des auf *O* 25 als Vasalesa bezeichneten Kammes nordöstlich von der Bocca frontale viel Bruchstücke der drei Muschelkalkabteilungen herunter. Aufschlüsse fehlen bis kurz vor dem ersten Haus der Prati della Nuova. Dort ist erst gelblicher, WNW fallender Marmor und gleich daneben unzweifelhafter Zellenkalkmarmor entblößt. Der Talboden hört bald darauf plötzlich auf; der Bach stürzt steil in das übertiefte Haupttal hinunter. Ich folgte aber nicht dem Zickzackpfad, der links des Baches über den Grödener Sandstein direkt nach Pracùl absteigt, sondern ging um die Ecke herum bis nach Manòn. Nach kurzer Zeit traf ich im Walde ganz flach SW fallende dunkle, dünnplattige, mit Salzsäure nicht brausende Schiefer der Werfener Schichten, dann noch einmal Trümmer desselben Materiales und auf einem steil absteigenden Pfad noch einmal Aufschlüsse von typischen, dünnschichtigen Werfener Schichten mit Kalkmarmorzwischenlagen. Unmittelbar darunter folgen flach SSW fallende Bänke von Grödener Sandstein. Beim weiteren Abstieg in wohl annähernd nördlicher Richtung gelangte ich aber mit einem Mal zu N—S streichendem, mit 35° nach W fallendem, ebenflächigem Kalkmarmor mit wenigen nicht brausenden dunklen Zwischenlagen, offenbar unterem Muschelkalk, und schließlich zu dem auf pag. 210 angeführten Aufschluß im Grödener Sandstein südöstlich von Manòn. Ich habe zur Erklärung des Auftretens des Brachiopodenkalkes neben den Werfener Schichten und des Zellenkalkes fast in der Höhe von Redotem je eine Verwerfung annehmen müssen; und auch der Anblick dieser Talwand vom östlichen Gehänge des Chiesetales bestätigt diese Auffassung (vergl. Fig. 55). Natürlich kann in Wirklichkeit die Zahl der Verwerfungen größer sein.

XIII. D. β. 3. Malga Cleabà — Clevèt — Predel — Prezzo (oberste Val Ribor und Südhang der Val Daone).

(*G*, *O* 25.)

Von Cleabà führt ein Weg auf dem rechten Ufer des Baches abwärts. Etwa 10 *m* unter der Hütte stehen an ihm N 15—20 O streichende, 21—23° NW fallende Werfener Schichten an. Die Auflagerung des Zellenkalkes muß ganz wenig über diesem Aufschluß liegen. Nun geht es stets über Werfener Schichten und nur ganz zuletzt ohne Aufschlüsse bis zu der Stelle hinunter, wo der Weg den Bach zum zweitenmal überschreitet. Dort ist ein kleiner von Grödener Sandstein gebildeter Absturz. Auf der anderen Seite des Baches sieht man die Auflagerung der Werfener Schichten auf dem Perm. Sie führen schlecht erhaltene Zweischaler, streichen N 10 O und fallen ganz flach nach WNW ein. Die angeführten Beobachtungen gestatten eine ziemlich genaue Berechnung der Mächtigkeit der Werfener Schichten. Die Hütten von Cleabà liegen 1720 *m* hoch, der Auflagerungspunkt des Zellenkalkes liegt etwa 5 *m* tiefer mit einer Fehlergrenze von jedenfalls weniger als 5 *m* nach oben und unten. Wir bekommen also als höchsten Punkt für die Werfener Schichten 1715 (± 5) *m*. Die Auflagerungsstelle der Werfener Schichten auf dem Perm liegt 1660 *m* hoch. Die Verbindungslinie beider Punkte geht ziemlich genau senkrecht zum Streichen. Der Horizontalabstand beträgt etwa 375 *m*. Nehmen wir den Niveauunterschied zu 55 *m* an, so ergibt sich die

Neigung des Gehänges von einem Punkt zum anderen zu 8° 21', die Länge der Strecke auf dem Gehänge zu 378·7 *m* und die wahre Mächtigkeit der Werfener Schichten zu rund 190 *m*. Natürlich ist diese Zahl gewiß noch recht ungenau. Sie ist aber doch immerhin zuverlässiger als bloße Schätzungen.

Steigt man von der beschriebenen Stelle zu dem Vereinigungspunkt der beiden Bäche des Ribortales hinunter, so trifft man auf dem S-Ufer des Hauptbaches etwas westlich des auf *G* unbenannten Hauses nördlich von Malga Clevèt, also viel tiefer als vorher, wieder Aufschlüsse in Werfener Schichten; aber hier streichen sie N 75 O und fallen ganz steil nach S ein. Zwischen beiden Punkten streicht der Riborbruch durch.

An der unbenannten Hütte und ebenso etwas östlich unterhalb Clevèt stehen wieder Werfener Schichten an und am letzteren Punkte mit N 65 O-Streichen und bald steilem N-, bald steilem S-Fallen.

Unerklärlich ist mir bisher die Beobachtung, daß hinter dem Hause von Clevèt stark verdrückter Muschelkalkdolomit mit weißen Kalspatadern vorkommt, und zwar anscheinend anstehend. Ich maß in ihm N 40 W-Streichen und mittleres O-Fallen. Doch bezieht sich die Messung wohl nur auf Klüfte. Wenn es sich hier nicht doch um einen riesigen erratischen Block handelt, muß die Gegend einen viel komplizierteren Bau haben, als meiner Darstellung auf *G* entspricht. Denn geht man von der Hütte auf einem kleinen Wege zu der Bachrunse, so trifft man ebenfalls unmittelbar hinter ihr N 80 O streichende, steil S fallende Werfener Schichten und, wo der Weg den Bach überschreitet, deren Auflagerung auf Grödener Sandstein aufgeschlossen. Die Werfener Schichteu haben an dieser Stelle schöne Wellenfurchen, streichen N 50 O und fallen flach nach N ein, sind also stark verbogen. Die Auflagerungsstelle ist genau in der Höhe des Weges und vielleicht 2—5 *m* tiefer als die Hütte gelegen. Der Hauptweg liegt noch wenige Meter tiefer. Ich ging nun auf dem auf *G* deutlichen Wege weiter, der lange Zeit hindurch annähernd in gleicher Höhe bis in die Nähe der Malga Varone führt. Hinter dem Tälchen von Clevèt und gleich hinter der Stelle, an der auf *G* eine unbenannte Hütte eingezeichnet ist, stehen N 85 O streichende, steil N fallende Werfener Schichten an, im ersten Tal dahinter wieder Perm, auf dem nächsten Vorsprung von neuem Werfener Schichten (N 65 O-Streichen, steil N-Fallen).

Diese Bildungen sind übrigens in dem ganzen Gebiet südlich der Val Daone, zwischen Creto, Cimego im Osten und Valle Aperta, ja sogar Brufione im Westen meist grau, seltener rot gefärbt. Sie verwittern gern gelb. Dabei sind die roten Bänke hier auch kaum an einen bestimmten Horizont gebunden. Ja, es schien mir sogar, daß wenn zwischen der unteren und der oberen Abteilung in dieser Hinsicht ein Unterschied vorhanden ist, die roten Schichten dann häufiger in der unteren als in der oberen seien.

Im nächsten Tale, östlich des isolierten Malgazeichens auf *G*, stehen an der Stelle, wo der Weg den Bach überschreitet, wieder Grödener Sandstein, unmittelbar unterhalb aber Werfener Schichten an. Von dem auf das Tal folgenden Vorsprunge (1668 auf *O* 25) sah ich einmal durch Nebel durch den Lavaneg. Der Steilabsturz gegen Val Ribor besteht aus dem Grödener Sandstein. Die obere Grenze der Werfener Schichten fällt, wie ich mit dem Triëderbinokel sehen konnte, in der großen Runse annähernd mit einem Horizontalweg zusammen. Daraufhin sind auf *G* die Grenzen eingetragen.

Gleich hinter dem Punkt 1688 stehen noch einmal Werfener Schichten in steiler Schichtstellung an. An der nächsten Ecke aber, also noch vor dem Tal des unten durch das mittlere „*a*" von „Vascalva" gehenden Baches fallen dieselben etwas verbogenen Schichten mit ungefähr 10°

nach SSW und gleich darauf noch einmal in abweichender Richtung, aber wieder ganz flach ein. In dem Tal selbst liegen unten Trümmer von Grödener Sandstein; höher oben steht dieser mit mäßigem Fallen an. Die höchste Region konnte ich wegen des Nebels nicht erkennen.

Hinter dem Tale hält einige Zeit lang das Perm an; dann folgen saigere, ONO streichende Werfener Schichten und nach der ersten Wegteilung dieselben Schichten in flacher Lagerung (einmal mit N 85 W-Streichen und ganz flachem S-Fallen), darauf wieder flach gelagertes Perm und an dem steil nach Predel hinunterführenden Wege erst anscheinend flach S fallende Werfener Schichten die aber zerrüttet erscheinen, und dann wieder Perm. Schließlich gelangte ich zu der Hausergruppe mit der Bezeichnung „*Q*" (Quelle) südlich des Namens „Promonte Baite". Gleich unter einem der Häuser steht zum letzten Mal Perm an. In der Bachrunse südlich davon fehlen aber alle Trümmer anderer Gesteine, so daß es jedenfalls auch dort den Untergrund bildet. Die Bachrunse mündet dann in die weite moränenbedeckte Fläche der „buoni prati" aus. Dort fehlen Aufschlüsse ganz und gar; doch erkennt man, daß der niedrige Berg nördlich aus Perm besteht. Der Weg von der Kapelle 1142 bis nach Prezzo ist bereits auf pag. 194 beschrieben worden.

Die sonderbaren Schichtstellungen längs des Weges von Clevèt bis in die Gegend von Varone lassen sich nur verstehen, wenn man annimmt, wie das ja auch auf *G* zum Ausdruck kommt, daß längs des Südhanges der Val Ribor ein Bruch streicht, an dem der Nordrand der südlichen Scholle eine starke Schleppung nach unten erfahren hat. Tatsächlich besinne ich mich auch in einem der Bachrisse östlich von Clevèt gesehen zu haben, daß der Grödener Sandstein hinten viel flacher liegt als vorn. Ob dieser von mir als Riborverwerfung bezeichnete Bruch wirklich bei Cleabà aufhört, ist fraglich. Aber meine Begehungen reichen zur Entscheidung nicht aus.

XIII. D. β. 4. Castello—Val Giulis—Malga Campiello—Cima Marese—Nordhang des Cingolo rosso—Malga Bondolo.

(*G*, *O* 25.)

Daß Castello auf Werfener Schichten steht, sahen wir schon auf pag. 195. Ich ging aus dem Südende von Castello heraus und stieg schräg zu dem Wege in die Höhe, der nach dem Kreuz 977 auf *O* 25[1]) führt. Bis dorthin bestehen alle Aufschlüsse aus Werfener Schichten. Die ersten zeigen anscheinend N 15 O-Streichen und steiles O-Fallen. Weiterhin aber maß ich stets ONO- bis NO-Streichen und flaches bis mittleres S-Fallen Die abweichende Orientierung der ersteren beruht also wohl nur auf Zerrüttung. An dem Kreuz an der Ecke der Val Giulis liegt ein kleiner Erosions relikt von Zellenkalk auf den Werfener Schichten auf, hält aber im Giulistal nur eine ganz kurze Strecke an. Es folgen von neuem flach erst OSO, dann O fallende Werfener Schichten; und an einer nur auf *O* 25 erkennbaren Wegteilung, genau südlich der Kote 1309, erreicht man das große Gebiet des Grödener Sandsteines, in dem wir nun bis ganz zum Schlusse dieser Wanderung bleiben werden. Er fällt flach OSO. An einer Stelle maß ich 26°. Er besteht aus mächtigen ganz zerdrückten, intensiv roten Schiefertonen, wie sie auch im deutschen Buntsandstein auftreten[2]), und aus weniger intensiv rot gefärbten Sandsteinen. Der Weg führt nun allmählich zum Bach hinunter. Hinter der ersten auf *O* 25 deutlichen Wiese steht Porphyr an und wurde bis zu den Fienili Leltan unterhalb der gleichnamigen Malga unten am Flusse verfolgt. Von dort stieg ich schräg zur Malga Casòle empor. Auch dort hält der Porphyr bis zu einer Höhe von etwa 100 *m* über dem Flusse an. Dann folgt

[1]) Auf *G* Kreuz südlich der Kote 1043.

[2]) Im Odenwald hauptsächlich ganz an der Basis (Bröckelschiefer) und im obersten Röt.

bis zu den höchsten Gipfeln des Kammes eine mächtige, flach gelagerte Schichtserie des Perms, aus Sandsteinen, Grauwacken und Schiefertonen bestehend. In den letzteren treten stellenweise knollige, kalkhaltige Konkretionen auf. Das Perm ist hier, wie stets in der Nähe der Porphyrmassen, vorherrschend rot, doch relativ oft grau, ganz selten grün (einzelne Sandsteine und Grauwackenbänke) gefärbt. Ich stieg über Malga Campiello zu dem Kamm zwischen Cima Marese (2100) und dem unbenannten Gipfel 2147 empor. Beim Aufstieg sah ich, daß die Schichten flach in ungefähr östlicher Richtung einfallen. Auch der höchste Gipfel der Cima Marese besteht, nach seinem Aussehen von dem wenig niedrigeren Paßeinschnitt und Stücken, die mir mein Träger von dort holte, zu urteilen, ganz aus Perm. Auch der Kamm, der zwischen dem „C" und dem „M" von „C. Marese" nach Norden bis fast nach Clevèt reicht, besteht zweifellos ganz aus Perm, das in ihm indessen flach nordöstlich geneigt zu sein scheint. Von dem Paßeinschnitt stieg ich bis dicht oberhalb der beiden kleinen Seen ab und ging über den Clevètkamm hinweg im Nebel am Nordfuße des Cingolo rosso entlang bis oberhalb Malga Bondolo. Am Cingolo rosso treten viele Eruptivgänge auf (1904, XXIV. 1—4). Das Fallen der Schichten scheint in ihm aus der Ferne nordwestlich zu sein, in der Nähe fand ich schließlich ONO-Streichen und mittleres NNW-Fallen. Es dreht sich also tatsächlich auch hier wieder langsam gegen den Tonalit.

Zwischen dem Hang des Monte Rema und dem Cingolo rosso ist eine breite Lücke, über die man von der weiten Hochfläche von Clef in die oberste Val Giulis hinübersteigt, die dort den Namen Vall' Aperta führt. In dieser Wasserscheide erhebt sich ein kleiner NNW gerichteter Hügel, der besonders auf *O* 25 deutlich und mit der Höhenkote 1956 versehen ist. Er besteht zum allergrößten Teil aus Zellenkalk, nur sein südlichster Teil aus Werfener Schichten; und diese setzen auch noch den westlichen Teil des Cingolohanges gegen den Paßeinschnitt zusammen. Sie sind in ihrer ganzen Masse kontaktmetamorph verändert, die Kalklagen in Marmor verwandelt und fallen mit mäßiger Neigung nach NNW ein. Diese höchstgelegenen Teile der Werfener Schichten scheinen nach oben von einer kleinen, auf *G* nicht mehr darstellbaren Verwerfung abgeschnitten zu sein und gegen das Perm zu streichen. Unmittelbar südlich des Paßeinschnittes auf dem Apertagehänge steht Perm in schönen Gletscherschliffen mit Schrammen an, die entsprechend der Beckenform des Talabschnittes talauswärts ansteigen. Der ganze auf dem linken Ufer gelegene Buckel, der den ehemaligen Seeabschluß bildete, besteht aus Perm. In diesem maß ich beim Abstieg zur Malga Bondolo N 58 O-Streichen und 45° NW-Fallen. Beim weiteren Abstieg schräg am Hange gegen Bondolo und bei der Hütte selbst trifft man dann auch Aufschlüsse im Zellenkalk von teils löcheriger, teils kompakter Beschaffenheit. Er ist ebenso wie die Werfener Schichten schon kontaktmetamorph. Zweifellos ist die Paßlücke gegen Clef durch seine leichte Auflösbarkeit bedingt.

XIII. D. β. 5. Condino—Val Giulis—Vall' Aperta — Malga Bondolo (Südgrenze des kartierten Gebietes).

(*G*, *O* 25.)

Während bei Condino selbst Porphyr das westliche Gehänge bildet, findet man nach Überschreitung des Schuttkegels auf dem rechten Ufer am Ausgang des Tales lebhaft rot gefärbten Grödener Sandstein[1]) in anscheinend (?) mäßig NNW geneigten Schichten anstehend. Wie im allgemeinen Teile ausgeführt werden wird, ist die petrographische Ähnlichkeit mit dem deutschen Buntsandstein geradezu verblüffend. Die diskordante Schichtung, die Tongallen, Wellenfurchen und sogar

[1]) In Daone ist die Färbung noch nicht so intensiv wie hier.

die hier allerdings noch Kalkkarbonat enthaltenden Sandsteinkugeln sind genau in derselben Weise entwickelt wie bei Heidelberg. Konglomeratische Lagen mit viel Quarz, rotem, auch schwarzem Porphyr und Tongallengeröllen sind zuerst häufig zu beobachten. Von kristallinen Schiefern sah ich dagegen hier nur ein einziges Geröll (Muskovitphyllitglimmerschiefer). Auf dem anderen Ufer erkennt man zuerst ONO-, später wohl mehr OSO-Fallen, was mit den Beobachtungen in der Höhe[1]) stimmt.

Auf Kluftflächen sind Quarzkristalle ausgeschieden. In ungefähr 300 *m* Höhe über dem Haupttal sah ich einen Harnisch mit ganz flach nach N geneigter Streifung. Weiter taleinwärts scheint der Sandstein auf der gegenüberliegenden Talseite ein mehr nach SO gerichtetes und flacheres Fallen zu bekommen. Er wird feiner körnig, tonige Lagen werden häufiger. Grobe Konglomerate fehlen oder sind doch nur selten angedeutet. In 1189 *m* Höhe traf ich zuerst den dort stark verwitterten Porphyr an. Der Weg steigt etwas steiler an. Gleich darauf folgt die Brücke 1204 der Karte[2]). Es geht nun eine Zeitlang über Porphyr weiter, und zwar häufig über Rundhöcker mit glazial abgehobenen und jetzt anscheinend ganz unmotiviert fehlenden Platten[3]). Bei Malga Vall'Aperta breitet sich ein altes Seebecken aus. Die Rundhöcker und Hügel, die es nach unten begrenzen, bestehen auf der rechten Talseite noch aus Porphyr, an dem dann aber sofort der Grödener Sandstein der Grotta rossa mit mäßigem O-Fallen abschneidet. Auf dem linken Ufer setzt der Porphyr noch länger fort, so daß der Bruch wohl etwa, wie auf *G* eingezeichnet, streichen dürfte. Der Gipfel südsüdöstlich von meinem Standpunkt, zwischen der Grotta rossa (2192) und dem Gipfel 1956, nach *O* 25 zu urteilen also wohl der unbenannte Gipfel 2032, trägt oben eine Kalkhaube (? Zellenkalk). Gegenüber der Sennhütte von Val'Aperta, am Fuße des Tanarone, steht bereits Grödener Sandstein an und begleitet uns bis hinter den Seeabschluß von Malga Bondolo. Er führt oft Porphyrgerölle. Unmittelbar hinter den Rundhöckern am Bondolo-Seeabschluß stehen die Werfener Schichten mit N 60 O-Streichen und 45° NW-Fallen an. Über Malga Bondolo vergleiche man die Angaben in der Mitte des folgenden Abschnittes (ȝ. 6).

XIII. D. ȝ. 6. Malga Bondolo—Clef—Cleabà—Monte Rema (2369)—Passo della Nuova—Lago della Nuova (2057) (= L. di Casinei)—Pissalat (2162)—Cleabà

(*G*, *O* 25.)

Ich stieg von der Malga Bondolo zu dem nördlichen Einschnitt der Rema-Cingololücke hinauf und verfolgte dann den Weg nach Clef. Zuerst trifft man noch Aufschlüsse des Zellenkalkes, später einige Zeit lang Moräne, dann aber mehrfach Aufschlüsse und Trümmer von Werfener Schichten. Vor der kleinen Hütte 1813 auf *O* 25 steht rechts sogar offenbar Perm an; dann folgt die Diluvialfläche, die auf *G* eingetragen ist. Gleich rechts unterhalb Clef entblößt der Bach ein von mir nicht untersuchtes plattiges Gestein, dessen gelbbraune Platten unter den Rema einfallen und wie Werfener Schichten aussehen. Gegenüber Clef ist am Rema eine Runse, in der oben Muschelkalk, unten Zellenkalk, etwa in gleicher Höhe mit der Hütte, anzustehen scheint. Auf dem weiteren Wege sah ich unten an dem Sporn, der Clef von Cleabà trennt, keine Aufschlüsse; dahinter aber in der Talfurche von Cleabà steht, wie schon erwähnt, Zellenkalk an.

Geht man von Cleabà etwas höher am Gehänge des Rema entlang und zurück nach Bondolo, so trifft man noch an der Nordseite des Sporns stark zerklüfteten Marmor, der wohl schon zum

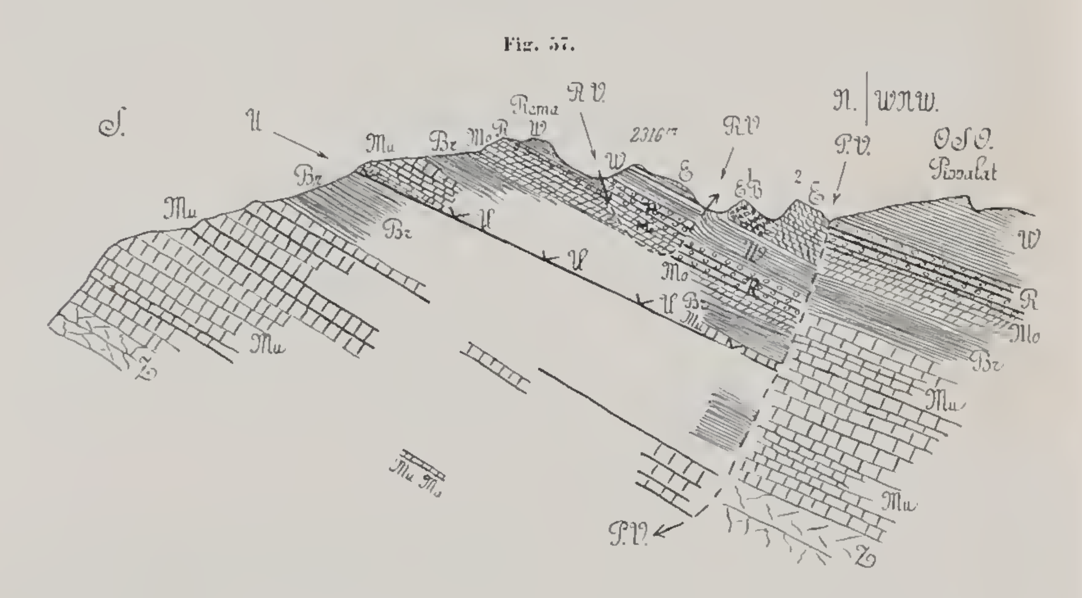
[1]) Vergl. pag. 215.

[2]) Auf dem linken Ufer beginnt der Porphyr tiefer. Vergl. pag. 215.

[3]) Vergleiche den Abschnitt über Glazialerosion im allgemeinen Teile.

unteren Muschelkalk gehört. Ebenso traf ich beim Weitergehen am Remahange oberhalb Clef bis zur Ecke oberhalb des Bondolopasses überall unteren Muschelkalk, zwischen Cleabà und Clef stellenweise als Wernerit- (Dipyr-) Marmor entwickelt. Seine Schichten schienen mir bei Clef etwa nach NO einzufallen, sind aber in dem Kamme neben der Vall' Aperta nach WNW geneigt. Lepsius, der (pag. 226—227) die Umgebungen von Clef und Cleabà eingehend beschrieb [1]), sah „unterhalb der Malga Clef im Zellendolomit große Massen Gips und Anhydrit, eingebettet in grauen Ton". Er gibt an, daß der Muschelkalk bei Clef „in NO 15°, also vom Tonalit abfällt . . . aber Monte Lavaneg und der größere Teil des Monte Cleabà fallen in NO 25 bis 30°". Er konstatierte ferner, daß „gleich an dem Abhang nahe (nordwestlich) der großen Hütte (sc. von Clef) in einem Wasserriß eine wohl 20' mächtige Masse schneeweißen dichten Marmors, so dicht und schön wie der

Fig. 57.



Profilierte Ansicht des Monte Rema und Pissalat von Cleabà. (Schematisch.)

Z = Zellenkalk. — *Mu* = unterer Muschelkalk. — *Mu Ma* = Muschelkalkmarmor bei Clef. — *Br* = Schichten in der Fazies der Brachiopodenkalke. — *Mo* = oberer Muschelkalk. — *R* = Reitzischichten. — *W* = Wengener Schichten. — *E* = Esinokalk. — *EB* = Esinobreccie. — *U* = Überschiebung. — *RV* = Remaverwerfung (eigentlich hinter der Bildfläche). — *PV* = Pissalatverwerfung. — 1 = Cima di Bittner. — 2 = Felskopf SW des Pissalat.

beste Marmor von Carrara aufgeschlossen ist, welcher undeutlich geschichtet mitten zwischen die wohl geschichteten schwarzen Crinoidenbänke sich einschaltet. Wir haben also hier wieder dieselbe eigentümliche Tatsache wie am Stabolfes [2]) und in der Val Bondol [3]), daß in größerer Entfernung vom Tonalit die Kristallisation und Entfärbung durch Metamorphose nur gewisse Bänke des Muschelkalkes betraf. In gerader Linie ist diese Marmorpartie etwa 2 *km* [4]) vom Tonalit entfernt." Monte „Cleoba" bei Lepsius entspricht dem Monte Rema und Pissalat der neueren Karten.

[1]) Man vergleiche auch die Bemerkungen bei Bittner, 1881, pag. 245.

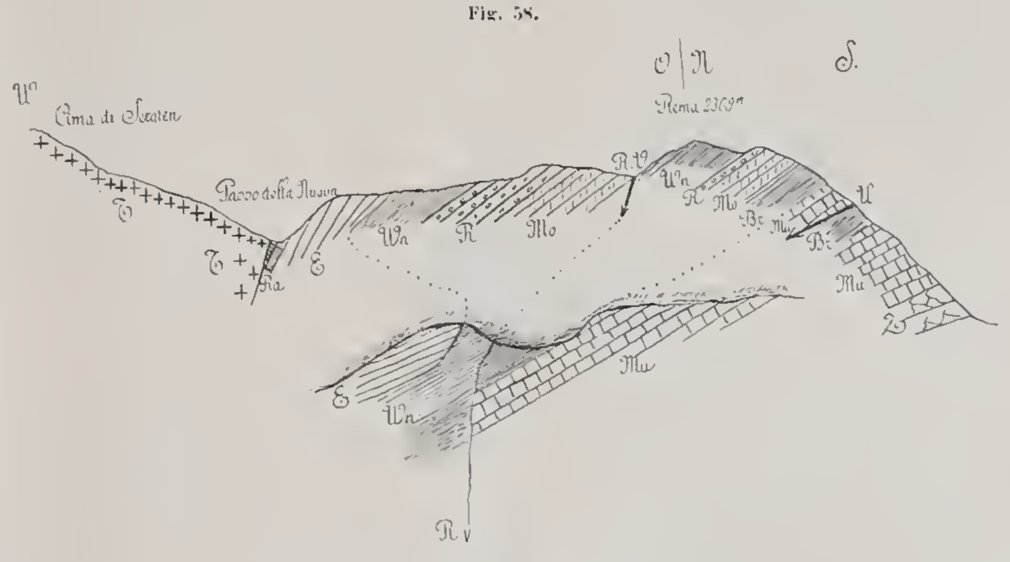
[2]) = Corno vecchio.

[3]) = Aperta.

[4]) Nach *G* 1650 *m*.

Wenden wir uns nun zu dem eigentlichen Rema- und Pissalatgebiet, so möchte ich gleich im voraus bemerken, daß mein Begehuugsnetz zu wenig dicht war, um die ungeheure Komplikation, die hier durch Fazieswechsel, Kontaktmetamorphose, Verwerfung, Überschiebung und Beugung der Schichten bewirkt wird, befriedigend aufzulösen und kartographisch darzustellen. Ich werde mich aber bemühen, den Tatbestand so objektiv wie möglich zu schildern, um meinen Nachfolgern die Aufgabe zu erleichtern. Unbedingt nötig ist es aber für dieses Gebiet die Karte *O* 25 zur Verfügung zu haben. Ferner wolle man Figur 55 und die beigegebenen, wenn auch sehr rohen und schematisch profilierten Ansichten 57 und 58 zu Rate ziehen. Figur 57 geht von der Bondoloecke des Rema über seinen N—S gerichteten Kamm zum Gipfel 2369, geht weiter über Gipfel 2316 und biegt nach SO über den Pissalatgipfel bis hinunter zum Zellenkalk des Lavaneg.

Fig. 58.



Schematische Darstellung des Remawesthanges.

Z = Zellenkalk. — *Mu* = unterer Muschelkalk. — *Br* = Brachiopodenschichten. — *Mo* = oberer Muschelkalk. — *R* = Reitzischichten. — *Wn* = Wengener Schichten. — *E* = Esinokalk. — *Ra* = Raibler Schichten. — *T* = Tonalit. — *RV* = Remaverwerfung. — *U* = Überschiebung.

Zwischen Pissalat und dem Gipfel 2316 liegen die zwei kleinen unbenannten Felsköpfe 1 und 2, die auf *O* 25 deutlich sind.

Malga Bondolo liegt, wie wir schon sahen, etwa am oberen Ende eines erloschenen Seebeckens im Zellenkalk. Wenig oberhalb geht ein Felsrücken quer über das Tal und schließt ein höher gelegenes, gleichfalls erloschenes Seebecken nach unten ab. Diese felsige Talschwelle besteht aus unterem Muschelkalk und Brachiopodenkalk, vielleicht auch noch etwas aus oberem Muschelkalk. Steigt man von da schräg am linken nördlichen Gehänge in die Höhe, so trifft man dort auf der östlichen, für den Beschauer rechten Seite eines Schuttkegels, unterhalb einer Runse, dünnschichtigen, etwas verbogenen unteren Muschelkalk an. Die tonigen Belage sind in hübsche Kristalle von Wernerit (Dipyr) verwandelt. Das Fallen ist mit etwa 30° nach WNW gerichtet. Man vergleiche Figur 57, 58 und 59. Auch in den höheren Teilen der Runse hält der untere Muschelkalk an, wird aber sehr dünnschichtig und ähnlich der Fazies vom Ponte d'Esine in der Val Camonica.

Die linke Seite der Runse besteht aus ebenfalls talaufwärts geneigten Wengener Schichten, die auf den Muschelkalk zustreichen und durch eine anscheinend steil stehende Verwerfung von ihm getrennt sind. Sie werden von nur selten mit Salzsäure brausenden, dunklen, häufig dünngebänderten Schiefern mit einem großen Eruptivlager oder -lagergang (Nr. 155) gebildet. Geht man von hier talaufwärts am Gehänge entlang, so kommt man in immer höhere Niveaus hinein und erreicht so schließlich die untere Grenze des die Wengener Schichten überlagernden Esinomarmors. Steigt man über den Esinomarmor wieder nach rechts zu einer Runse hinan, in welcher die dort schräg in die Höhe laufende Grenze zwischen den Wengener Schichten und dem Marmor aufgeschlossen ist, so trifft man keine besonderen Grenzbildungen an, wie wir sie am anderen Apertagehänge, am Monte Doja, finden werden. Dennoch liegt Primärkontakt und keine Verwerfung vor, da die Schichten unter beiden normal durchstreichen. Das Aufsteigen der Grenzfläche ist auf Fazieswechsel zurückzuführen. Der unterste Teil des Esinokalkes wird gegen SO durch die Wengener Schichten vertreten. Wir werden dieselbe Erscheinung in noch viel großartigerem Maßstabe am Monte Doja wiederfinden. Geht man durch die Wengener Schichten zu der Verwerfung zurück, so findet man hier die knolligen Kalke der Brachiopodenschichten, und zwar unmittelbar an der Verwerfung mit N 20 O-

Fig. 59.

Profil durch die Verwerfung am linken Apertagehänge.
Mu = unterer Muschelkalk. *Br* = Brachiopodenschichten. — *Wn* = Wengener Schichten.
E = Esinomarmor — *V* = Verwerfung. *F* = Faziesgrenze — Schematisch.

Streichen und steilem WNW-Fallen, weiterhin mit N 26 bis 30 O-Streichen und nur 40° WNW-Fallen. Die Verwerfung streicht N—S und fällt offenbar etwas nach W ein.

Würde man von dieser Stelle an bis zur Ecke oberhalb Bondol eine normale Schichtfolge von Muschelkalk haben, so würde dieser eine ungeheure Mächtigkeit besitzen. In Wirklichkeit streichen aber Störungslinien durch und bewirken eine sogar mehrfache Repetition der Schichten. Es wäre zwecklos, meine Beobachtungen darüber im einzelnen anzuführen, da sie ohne eine Karte in sehr großem Maßstabe dem Leser nicht verständlich sein können. Ich hebe nur folgende Punkte hervor. Geht man von dem aufgeführten Aufschluß in den Brachiopodenschichten am Gehänge in der Höhe talauswärts, so trifft man nach einiger Zeit, wie es Figur 59 erraten läßt, den unteren Muschelkalk als Unterlage, weiterhin, aber scheinbar unter diesem, wieder Brachiopodenschichten mit N 20 O-Streichen und 50—60° WNW-Fallen. Genau dieselbe Erscheinung beobachtete ich auch noch an einer zweiten Stelle des Gehänges und kann sie mir nur so erklären, daß eine flache in etwa NW-Richtung geneigte Überschiebung, ungefähr wie auf *G* eingezeichnet, in den Monte Rema einschneidet. Wahrscheinlich sind sogar mehrere derartiger Störungen vorhanden. Dabei möchte ich allerdings hervorheben, daß vielleicht manches von dem, was ich an Ort und Stelle als Brachiopodenschichten auffaßte, damit stratigraphisch nicht übereinstimmt. Denn es macht sich hier jedenfalls schon in verschiedenen Horizonten die knollige camunische Faziesentwicklung des Muschelkalkes geltend.

Beim Aufstieg über den Südgrat[1]) des Monte Rema trifft man sehr mächtige, von einem Gang (Nr. 158) durchsetzte Knollenkalke in der Fazies der Brachiopodenschichten, und eigentlich wohl erst auf dem Vorgipfel (2366) Schichten vom Typus des oberen Muschelkalkes an. Dagegen sah ich Schichten von der petrographischen Beschaffenheit der Reitzischichten überhaupt nicht und bin daher meiner Deutung des Profiles nicht ganz sicher. Der höchste Gipfel (2369) besteht aber offenbar aus Wengener Schichten; und diese enthalten wie gewöhnlich eine Unmasse von Eruptivlagen. Ich stieg von ihm nach Westen zu dem Passo della Nuova (auf *G* etwa nördlich vom „*R*“ in „Rema“) ab und gelangte dabei der Reihe nach durch oberen Muschelkalk, Reitzischichten und Wengener Schichten mit vielen Eruptivlagen zur Paßhöhe (2200) hinunter. Dort steht weißer Marmor mit N 12 W-Streichen und steilem W-Fallen an. Er enthält eine Zwischenlage einer gelblichen zelligen Rauchwacke, bläuliche Zwischenschichten und an einer Stelle eine Granathornfelslage mit schönen braunen Kristallen. Er entspricht zweifellos in seinen geologisch älteren Teilen dem Esinokalk. Die höheren Lagen (mit der Rauchwacke) sind dagegen, wie die besseren und vollständigeren Aufschlüsse am Monte Doja und weiter im Westen zeigen, bereits zu den Raibler Schichten zu stellen.

Es kann kein Zweifel darüber bestehen, daß auf der Westseite des Rema zwischen den Wengener Schichten des Gipfels und dem oberen Muschelkalk eine Verwerfung, der Remabruch, liegt. Ich habe diese Verwerfung als die Fortsetzung der in Figur 59 abgebildeten aufgefaßt, um das Kartenbild nicht unnütz zu komplizieren. Es ist indessen recht zweifelhaft, ob das richtig ist, weil im Süden in der Vall'Aperta der westliche, im Norden aber am Rema und an der Cima di Bittner, der östliche Flügel tiefer liegt.

Beim Abstieg zum Lago della Nuova[2]) sah ich, daß der hier am Kontakte hornblendefreie Tonalit unten weit herüberdringt und den Esinomarmor, abgesehen von einer einzigen Stelle, ganz verdrängt. Nur etwa in der Mitte des Abstieges ist noch ein unbedeutender Rest des Marmors aufgeschlossen. Sonst aber treten überall die auch hier an Eruptivlagen reichen Wengener Schichten in direkten Kontakt mit dem Tonalit. Unten am See stehen links Tonalit, rechts Wengener Schichten, am Seeauslauf aber rechts wieder Esinomarmor an. „Knollenkalke der globosen Ammoniten“, also Reitzischichten, von denen Lepsius (pag. 224 und 227) angibt, daß sie bis zum See hinaufziehen, sind dort nicht vertreten[3]). Der Esinomarmor streicht N 30 O und fällt mit etwa 70° unter den Tonalit ein. Man sieht am Seeauslauf, daß er eine ganz kurze Strecke weit auch auf das linke Ufer hinübergeht, während dann sofort wieder der Tonalit herantritt. Ich traversierte nun um den den Seeauslauf östlich begrenzenden Vorsprung[4]) herum und hielt mich zu dem kleinen Felsgipfel hinüber, auf dem auf *G* der *i*-Punkt des zweiten „*i*“ von „Casinei“ gedruckt ist[5]). Ich nenne diesen orograpisch nicht sehr hervorragenden, aber geologisch wichtigen Gipfel (1 der Figur 57; *EB* in Figur 55) zu Ehren Bittners „Cima di Bittner“. Unterwegs gelangte ich durch die Wengener Schichten hindurch in die typisch entwickelten, mit rotbraunen Tufflagen, sogenannter „pietra verde“, versehenen Reitzischichten hinein und überschritt die Zone des oberen Muschelkalkes, der hier von hellen Eruptivgesteinen durchsetzt wird. Schon dort fallen Blöcke einer sehr

[1]) Mehrfach machte ich bei Gratwanderungen die Erfahrung, daß die Gesteine infolge der sehr intensiven Verwitterung auf den Graten einen ganz anderen Habitus besitzen als in anderen Aufschlüssen. Findet man nun keine Versteinerungen, so kann, wie am Monte Rema, die stratigraphische Horizontierung schwierig und unsicher werden.

[2]) Auf *G* „L. di Casinei“.

[3]) Offenbar hat Lepsius den Esinomarmor noch mit zu den Reitzischichten gerechnet.

[4]) Auf *G* ist darauf das „*Pi*“ von „Pissalat“ gedruckt.

[5]) Auf *O* 25 7 *mm* NO vom „*H*“ („Hutweide“) östlich des Sees.

eigentümlichen Breccie auf, die die Cima di Bittner bildet und in ganz steil S, weiterhin SSW geneigten Bänken auftritt. Bittner hat meines Wissens zuerst auf diese Breccie hingewiesen[1]: „Die hie und da, besonders östlich oberhalb des Lago della Nuova auftretenden sonderbaren Breccien, die ein förmliches Zerreibsel der Triasgesteine darstellen ..."

Offenbar war er der Meinung, daß die Breccie durch Gebirgsbewegungen lange nach der Tonalitintrusion entstanden sei. Dagegen sprach aber der mikroskopische Befund, den ich bei der Untersuchung des Gesteines feststellte. Es sind nämlich in der Breccie nicht bloß die Fragmente kontaktmetamorph in Marmor (zum Teil mit Silikaten) verwandelt, sondern auch das Zement ist vollkristallin entwickelt und enthält zahlreiche scharfe Tremolitprismen, die keine Spur mechanischer Beeinflussung oder gar Zerbrechung aufweisen. Die Kontaktmetamorphose muß also entweder jünger als die Breccienbildung oder gleichzeitig mit ihr sein. Früher[2] war ich nun geneigt das erstere anzunehmen und hielt das Gestein für eine primäre Brandungsbreccie. Anderseits schien schon damals eine Beobachtung für Bittner zu sprechen, nämlich die, daß unmittelbar westlich der Cima di Bittner der große, auch auf Figur 57 schematisch angedeutete Remabruch entlang zieht. Nun durfte wohl kein Zweifel darüber bestehen, daß diese Störung wie der größte Teil der anderen der Tonalitgrenze benachbarten und folgenden Brüche im Zusammenhange mit der Intrusion entstanden ist. Daher ist es mir jetzt doch wahrscheinlicher, daß auch die Bildung der Breccie und ihre Kontaktmetamorphose annähernd gleichzeitig stattgefunden hat und die erstere als eine durch die Dislokation bedingte Reibungsbreccie aufzufassen ist. Ihre steile Orientierung an der Cima di Bittner kann auf Schleppung am Bruch beruhen.

Ich habe auf *G* die schon auf pag. 212 besprochene Verwerfung zwischen dem Muschelkalk der Casinei della Nuova und den Wengener Schichten des Pissalat auch wieder als die Fortsetzung des Remabruches gezeichnet, was in der Tat sehr viel für sich hat. Dagegen ist es mir recht unwahrscheinlich, daß die Auflagerungsfläche der Wengener Schichten des Pissalat auf dem Zellenkalk von La Nuova unterhalb des Passo di Cleabà auch noch die Fortsetzung desselben Bruches sein und sich dann wieder in den wahrscheinlich ganz steilstehenden Lavanegbruch fortsetzen solle. Ich habe diese Darstellung auf *G* nur gewählt, um in Ermangelung einer jetzt schon besser zu begründenden Auffassung das Kartenbild nicht noch mehr zu komplizieren. Eine spezielle Begehung des Pissalatgebietes, die mir leider nicht mehr möglich war, wird in dieser Hinsicht sofort Aufklärung geben.

Von der Cima di Bittner ging ich zu dem südwestlich des Pissalat gelegenen Felskopf 2 der Figur 57 hinüber. Er liegt auf *O* 25 unmittelbar SW von der Höhenzahl 2148, auf *G* gleich südlich des ersten „*a*" von „Pissalat". Er besteht anscheinend noch ganz aus Esinokalk der Remascholle. Von dem Passe zwischen ihm und dem Pissalat ziehen sich unter dem Kamme dieses letzteren die Reitzischichten schräg gegen den Cleabàpaß hinunter. Auf den Reitzischichten liegen aber Wengener Schichten und setzen, soweit ich das ohne Begehung des Kammes beim Abstieg gegen Cleabà sehen konnte, den ganzen oberen Teil des Pissalat allein zusammen. Sie enthalten sowohl die rabenschwarze Gesteinsart von Maggiasone, wie die dünngebänderten Felsarten und sind wohl auch hier noch ganz kontaktmetamorph. Gegen Osten werden sie durch den schon besprochenen (pag. 212) Bruch des Passo Cleabà gegen den Muschelkalk des Lavaneg geworfen. Zwischen Pissalat und Rema zieht sich nun ein erst NO, dann O und schließlich SO gerichtetes Tal, das ich als das

[1] 1881, pag. 365, Anm. 1

[2] 1901, pag. 741

Pissalat-Tal bezeichnen will, nach der Malga Cleabà hinunter. Ganz oben springt ein Kamm in ihm ziemlich weit nach NO vor und zerlegt es in zwei Äste. Unter den Reitzischichten des Pissalat senkt sich der obere Muschelkalk talauswärts hinab[1]. Er setzt auch den in der Mitte des Tales gelegenen Vorsprung zusammen. Die Südseite des Tales besteht dagegen in der Höhe aus kleinknollig entwickelten Schichten des unteren Muschelkalkes vom Habitus der Brachiopodenkalke. Beim weiteren Abstieg aber traf ich dort in sehr viel tieferem Niveau als am Pissalat den charakteristischen großknolligen oberen Muschelkalk an. Es müssen also auch hier Verwerfungen oder Überschiebungen in dem Muschelkalkgebiet vorhanden sein, zu deren genauer Aufsuchung und Verfolgung indessen meine Zeit nicht reichte. Ich habe infolgedessen auf *G* nur südlich des Pissalat die in Figur 57 als Pissalatverwerfung benannte Störungslinie eingezeichnet. Wahrscheinlich geht aber die Zerstückelung des Gebietes viel weiter.

Zur Erläuterung der Figur 57 sei noch hinzugefügt, daß der Felskopf 2316 (auf *O* 25) der Gipfel nördlich des Remahauptgipfels ist. Er liegt schon hinter der Bildfläche und gehört nicht mehr zur Remascholle, sondern zur Scholle des Lago della Nuova. In Wirklichkeit besteht sein höchster Gipfel nicht mehr aus Wengener Schichten, sondern diese legen sich erst weiter im Westen auf die Reitzischichten auf. In der Figur ist ferner angenommen, daß der Pissalatbruch bis in den Zellenkalk herunterreicht. Es ist das sehr wahrscheinlich, aber nicht bewiesen und daher auf *G* nicht so dargestellt. Daß auch die Remascholle kaum einheitlich gebaut ist, wurde in der Figur durch die verschiedene Höhenlage der Muschelkalkschichten rechts und links angedeutet.

XIV. Die Triasstirn des Seroten-Tonalitlappens zwischen Vall'Aperta und Val Caffaro.

XIV. 1. Synonymie der Ortsnamen.

Die Namengebung und leider auch die Richtung der Kämme und Lage der Gipfel stimmt auf den österreichischen und italienischen Karten teilweise nicht überein, weswegen man besonders auch bei Berücksichtigung der älteren Literatur (Lepsius[2], Suess, Bittner) die folgende Zusammenstellung berücksichtigen wolle. Die von mir benützten Namen sind gesperrt.

Cima di Seroten (Busecca), 2663 *m*, auf *O* 25 = C. di Seroten (M. Bruffione), 2663 *m*, auf *G* = M. Bruffione, 2666 *m*. auf *J* 25, *J* 50, *J* 100 = Cima Bruffione bei Lepsius pag. 225.

Unbenannter Gipfel 2583 auf *O* 25 = M. Boia 2583 auf *G* = M. Boja 2583 auf *J* 25, *J* 50, *J* 100. Bei Lepsius (pag. 222) noch zur „Cima Bruffione" gerechnet.

Unbenannter Gipfel 2440 auf *O* 25 = unbenannte NO-Ecke ohne Höhenzahl im Kamme, genau 1 *cm* westlich des „*M*" in „Mga. Bondolo" auf *G* = nicht identifizierbare Stelle im Kamme auf *J* 25 und *J* 50[3]) = Monte Doja in der Figur bei Suess (pag. 315) = Teil der Cima Bruffione, bei Lepsius (pag. 222), = Cima di Suess in dieser Arbeit.

Unbenannter Übergang ohne Wegzeichnung, 1 *cm* NW des Monte Doja auf *O* 25 = ebenso mit Wegzeichnung auf der Westseite auf *G* = Passo di Bondolo 2306 auf *J* 25, *J* 50, *J* 100.

M. Doja 2383 *m* auf *O* 25 und *G* = Cima di Bondolo 2383 auf *J* 25, *J* 50, unbenannt auf *J* 100 = M. Boja bei Lepsius, (pag. 222 u. f.) = M. Doja bei Bittner, Suess (Text, nicht Figur), Salomon (1901, pag. 741).

[1]) Die Grenze zwischen den Wengener und Reitzischichten ist auf *G* zu geradlinig gezeichnet.

[2]) Die Lepsiusschen Namen stimmen ziemlich mit denen auf der alten Karte *J* 75.

[3]) Auch die Richtung des Kammes stimmt nicht mit den österreichischen Karten.

Passo Barfione di sopra, 2147 auf *O* 25 — Passo Bruffione di sopra 2147 auf *G* — Passo di Bruffione, 2147 auf *J* 25, *J* 50, *J* 100 — Passo di Bruffione bei Lepsius.

Unbenannter Gipfel 2241 *m* 1·8 *cm* SSO von Passo di Bruffione auf *O* 25 — unbenannt ohne Hohenzahl auf *G* — M. Berocole 2245 *m* (bis zum SW davon gelegenen Nebengipfel 2244) auf *J* 25, *J* 50 — unbenannt ohne Höhenzahl auf *J* 100.

Passo Barfione di sotto, 2191 *m*, 1·8 *cm* SW vom Gipfel 2241 *m* auf *O* 25 — Passo Bruffione di sotto 2191 *m* auf *G* — unbenannt ohne Höhenzahl, unmittelbar neben Gipfelchen 2213 auf *J* 25, *J* 50 (*J* 100 auch ohne Höhenzahl des Gipfelchens).

M. Perucle [1]), 2265 *m*, 2·7 *cm* SSW des Gipfels 2241 *m* auf *O* 25 und entsprechend mit Bezeichnung M. Brialone in Klammern auf *G* — Monte Brealone 2268 *m*, 3 *cm* SSW des Gipfels 2245 *m* (M. Berocole) auf *J* 25, *J* 50 und ohne Höhenzahl auf *J* 100.

P.(asso) Brialone, 2141 *m*, 2·9 *cm* südlich des „Monte Perucle" auf *O* 25 — P. di Brialone, etwas südlich der hier wohl auf den Vereinigungspunkt der Kämme bezogenen Höhenzahl 2141 auf *G* — Pso. di Brealone, 2141 *m*, auf *J* 25, *J* 50, — unbenannter Wegübergang auf *J* 100.

Cima delle Cornelle bei Lepsius [2]) entspricht ungefähr dem Monte Caren oder dem unbenannten Gipfel 2192 auf *J* 25, dem Mte. Caren oder dem Gipfel 2189 auf *G*, aber weder dem Costone delle Cornelle auf *J* 25 noch der „Cima delle Cronelle" auf *O* 25 oder Cima delle Cornelle auf *G*. Sein „Monte Caren" dürfte ein auf allen neueren Karten unbenannter Gipfel im Kamme nördlich des überall als Passo delle Cornelle bezeichneten Überganges sein.

Ich hielt mich für verpflichtet dieses babylonische Namengewirr etwas aufzuklären, weil es sonst gar nicht möglich ist, die verschiedenen Literaturangaben untereinander zu vergleichen. Es gibt dem Leser eine Vorstellung von der Schwierigkeit der Orientierung an Ort und Stelle, da, wie schon gesagt, nicht bloß die Namen, sondern auch die Terrainzeichnung an der Grenze oft nicht übereinstimmt und die größeren Karten nur ganz wenig über die Grenzen übergreifen.

XIV. 2. Nordosthang des Monte Doja.

(Vergl. *G*, *O* 25 und Blatt „M. Bruffione" von *J* 25.)

Man vergleiche bei diesem Abschnitt Figur 60, ferner Lepsius, pag. 222—224; Suess, pag. 315; und Bittner, pag. 256 und pag. 266.

Oberhalb der Malga Bondolo wird das Tal von einem querverlaufenden Hügelzug abgeschlossen, dessen nach unten gerichtete Wände aus unterem Muschelkalk bestehen [3]) und auf dem eine mächtige, wesentlich aus Tonalit bestehende Endmoräne liegt. Von dort stieg ich zu den in der Figur 60 links sichtbaren Wänden von unterem Muschelkalk hinauf.

Die Halden darunter bestehen aus unterem Muschelkalk, Brachiopodenkalken, typischem Prezzokalk, Reitzischichten, Wengener Schichten und Esinokalk, aber sämtlich mehr oder weniger stark kontaktmetamorph. In einem Stück von Marmor des unteren Muschelkalkes sammelte ich eine Crinoidenkrone mit wohlerhaltenen Pinnulae, die von Herrn Ratzel beschrieben werden wird. Auch Blöcke von Eruptivgesteinen sind weit verbreitet (Nr. 133 u. 149). Von hier aus sieht man gut den in Figur 58 schematisch dargestellten Bau des Monte Rema. Besonders die Repetition der Schichten am Remabruch tritt im Bilde des Kammes deutlich hervor. In den Muschelkalkwänden des Monte

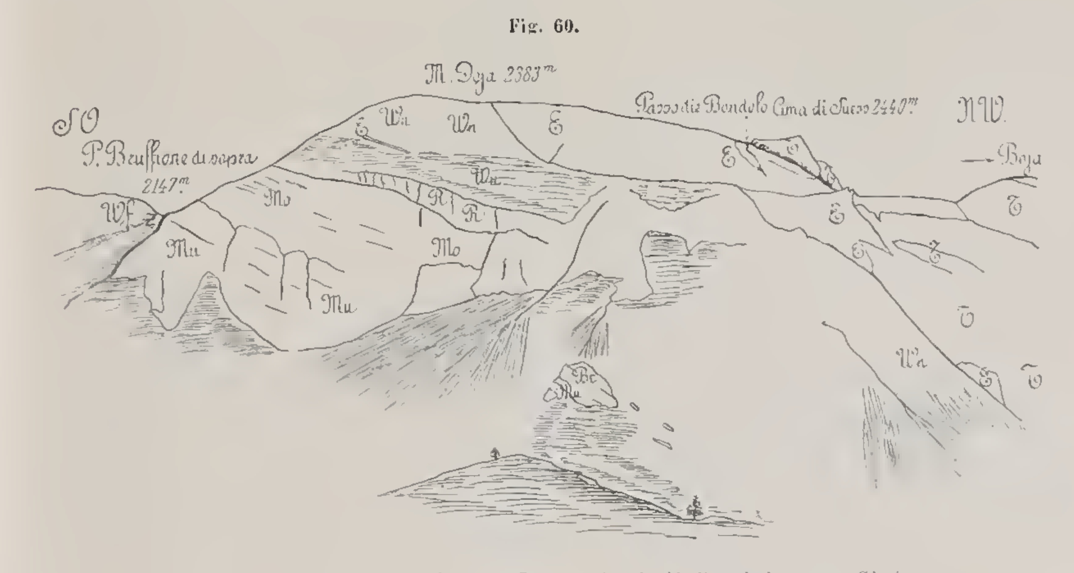
[1]) Beruht offenbar auf Verwechslung mit M. Berocole auf *J* 25.

[2]) Vergl. Text pag. 251.

[3]) Vergl. auch pag. 219.

Doja maß ich NNO-Streichen und mäßiges WNW-Fallen. Mitten in schwarzem, wenig verändertem Marmor sah ich eine Bank von weißem Marmor. Sehr verbreitet sind ganz schwarze, fast wie Kohle aussehende Kalkspatadern, sogenannter „Anthrakonit", die ihre Färbung wohl der Austreibung flüchtiger organischer Substanzen aus den Kalksteinschichten verdanken. Am Hange des Doja treten nun talanfwärts drei Felsköpfe deutlich hervor. Der erste ist in Figur 60 ziemlich genau in der Mitte des Bildes eingezeichnet. Er besteht in seinen oberen Teilen bereits aus den knolligen, hier von einem Eruptivgang (Nr. 135) durchsetzten Brachiopodenschichten. Aber schon bevor man ihn erreicht, trifft man in der Figur nicht ersichtliche unbedentende Aufschlüsse derselben Schichten und darüber des oberen Muschelkalkes; und massenhaft liegen dort Blöcke von rabenschwarzen Wengener Schichten, schneeweißem Esinomarmor und Reitzischichten herum. Der zweite

Fig. 60.



Ansicht des Monte Doja vom Passe oberhalb Bondol gegen Clef.

Rechter Teil in starker perspektivischer Verkürzung.

Wf = Werfener Schichten. — *Z* = Zellenkalk. — *Mu* = unterer Muschelkalk. — *Br* = Brachiopodenkalk. *Mo* = oberer Muschelkalk. — *R* = Reitzischichten. — *Wn* = Wengener Schichten. — *E* = Esinokalk. — *T* = Tonalit.

Man vergl. Suess, l. c., pag. 315 und Lepsius, pag. 222.

Unterbeugung der Trias unter den Tonalit und Fazieswechsel zwischen Wengener Schichten und Esinokalk.

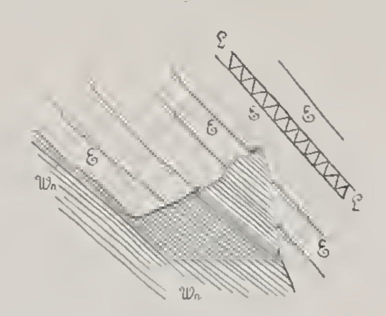
in der Figur nicht dargestellte Felskopf liegt talanfwärts etwas höher am Hange. Er besteht aus oberem Muschelkalk. Dann aber erreicht man den in der Figur 60 nach einer zu dem Hauptbilde nicht zugehörigen Skizze schematisch und daher vielleicht nicht ganz genau an der richtigen Stelle eingezeichneten Felskopf von Esinomarmor ganz rechts im Bilde. Links der Runse, bei der er liegt, stehen erst die Reitzischichten, darüber ganz wenig mächtige Wengener Schichten und endlich der Esinomarmor an. Die Grenze dieser beiden Ablagerungen, die selbstverständlich ganz und gar metamorphosiert sind [1]), bietet nun einen recht interessanten Aufschluß. Er ist in der nachstehenden Figur 61 dargestellt. Eine breite, spitz zulaufende Zunge von 4—5 *m* Höhe erhebt sich aus den

[1]) Vergl. dagegen Pelikan 1891. pag. 164.

unterlagernden Wengener Schichten und ragt in den Marmor hinein. In diesem verläuft die Schichtung in derselben Richtung wie in der Unterlage; und oberhalb der Zunge ist ein Lagergang (Nr. 136) vollständig ungestört eingeschaltet. Die Wengener Schichten bestehen aus Kalkknollen, die mit Hornfelsschichten wechsellagern.

Ich habe für diesen sonderbaren Aufschluß keine andere Erklärung finden können, als die, daß die Wengener Zunge eine alte Klippe des Meeres darstellt, um die herum der Esinokalk zum Absatz kam. Jenseits des beschriebenen Felskopfes gelangt man schließlich zu der von Suess

Fig. 61.

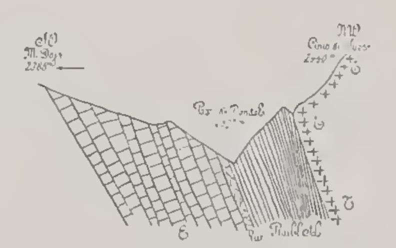


Aufschluß an der Grenze von Wengener Schichten (*Wn*) und Esinomarmor (*E*) am Nordosthang des Monte Doja.

Maßstab etwa 1:100. — *L* = Lagergang.

(pag. 315) vortrefflich abgebildeten Runse des Tonalitkontaktes, in der es zum Passo di Bondolo auf *J* 25 emporgeht. Wie schon in der Auseinandersetzung über die Synonymie hervorgehoben, ist der in Suess' Bilde als Monte Doja bezeichnete Gipfel namenlos. Ich nenne ihn zu Ehren des großen Meisters, der auch im Adamello sofort mit klarem Blick die wesentlichsten Punkte er-

Fig. 62.



Schematisches Profil der Grenzzone im Monte Doja.

E = Esinokalk. — *Rw* = Rauchwacke. — *Raibl. Sch.* = Raibler Schichten. — *T* = Tonalit.

kannte, Cima di Suess. Der Esinomarmor streicht dort N 15—20 O und fällt mit 52° nach N ein. Er enthält die von Suess und Pelikan[1]) beschriebenen Einlagerungen, die nach den Untersuchungen des letzteren Hornfelscordieritgneise sind, ist aber nicht, wie es unten vielleicht scheinen kann, in unmittelbarer Berührung mit dem Tonalit. Man vergleiche in dieser Hinsicht das obenstehende schematische Profil 62. Steigt man nämlich in die Höhe, so sieht man, daß sich auf den Esinokalk zunächst eine Rauchwacke auflegt. Sie ist brecciös struiert, braust mit Salzsäure und

[1]) 1891, pag. 156.

enthält Gesteinsfragmente, die sich ebenso verhalten. Auf der Rauchwacke liegt eine auch in der Tiefe aufgeschlossene, ziemlich mächtige Zone von blauschwarzen, mit Salzsäure nicht brausenden, zweifellos sehr basischen Schiefern, die mitunter Dolomit-, seltener Marmorlagen enthalten. Alle diese Bildungen fallen unter den Tonalit, und zwar je näher der Grenze, um so steiler ein. Unmittelbar am Kontakt stehen die Schiefer fast vertikal. Die Kontaktfläche ist aufgeschlossen. Der Tonalit enthält an ihr keine Hornblende und ist sehr hell gefärbt, fast aplitisch. Zwischen ihn und die Schiefer schiebt sich eine Quarzzone ein. Die Grenzfläche fällt etwas weniger steil als die Schiefer. Sie ist unter den Tonalit geneigt. Hier ist wohl auch dem Ungläubigsten das gänzliche Fehlen von Resorptionserscheinungen zu beweisen. Die Quarzzone deutet sogar vielleicht eine Art Leidenfrostsches Phänomen an.

An Ort und Stelle schienen mir Esinokalk, Rauchwacke und blauschwarze Schiefer konkordant zu sein. Vom Abhange des Monte Rema glaubte ich aber am folgenden Tage zu erkennen, daß die Schichtflächen des Esinokalkes von dem dunklen System etwas schief abgeschnitten werden, und zwar so, daß dessen Schichtflächen steiler stehen als die des Esinokalkes. Ich bin meiner Sache indessen nicht sicher.

Die Beobachtungen an der Westseite des Monte Doja, die bald zu besprechen sind, zeigen, daß das dunkle Schichtsystem zweifellos zu den Raibler Schichten zu stellen ist[1]).

Geht man von der Kontaktrunse im Grunde des Tales abwärts nach Bondolo, so trifft man an der ersten Stelle, wo sich die Talwände zusammenschließen, Esinomarmor, darunter wenig mächtige Wengener Schichten und unter diesen Reitzischichten anstehend. Talauswärts folgen dann das alte Seebecken oberhalb Bondolo, die zweite aus Muschelkalk bestehende Talschwelle und das erloschene Seebecken von Bondolo.

Hinsichtlich der Figur 60 bemerke ich noch, daß die eigentliche Kontaktrunse in dem Bilde durch die vorgelagerten Esinokalkmassen und Wengener Schichten verdeckt ist. Suess' Bild muß von einem mehr nach NW gelegenen Standort aus gezeichnet sein. In der Figur sieht man aber sehr deutlich, daß die Mächtigkeit der Wengener Schichten vom Passo Bruffione di sopra auf dem Gipfelkamm des Monte Doja gegen NW rasch abnimmt. Die Grenzlinie der beiden Bildungen steigt ebenso wie in Figur 59 nach SO steil an. Auf dem westlichen Hange der obersten Vall' Aperta, am Fuße des Doja, dürften die Wengener Schichten nach meiner Schätzung kaum viel mehr als 10 *m* mächtig sein. Dagegen schätze ich sie auf dem in Figur 60 dargestellten Gipfelgrat des Doja auf wenigstens 100—120 *m*. Doch treten mitten in dieser mächtigen dunklen Masse vereinzelte helle dünne Kalkbänkchen auf, von denen eines in der Figur 60 links oben gezeichnet ist. Diese Beobachtungen zusammen mit den bereits mitgeteilten über das Dojagehänge (Figur 61) lassen sich befriedigend deuten, wenn man annimmt, daß bei der Bildung der Wengener Schichten eine partielle Erhebung über das Meer stattfand, wobei sich dann der Esinokalk in den Vertiefungen um die Klippen und Inseln der Wengener Schichten herum ablagerte. Anderseits muß man aber auch annehmen, daß während an bestimmten Punkten die Ablagerung der Wengener Schichten noch weiter ging, sich in benachbarten Gebieten bereits Esinokalk bildete, daß also die unteren Lagen des letzteren ein Faziesäquivalent der oberen Lagen der Wengener Schichten darstellen. Eingehender sind diese Verhältnisse im allgemeinen Teil behandelt.

[1]) Diese Annahme habe ich schon 1901 (pag. 741) als Vermutung ausgesprochen, rechnete aber damals noch mit der Möglichkeit einer Überschiebung zwischen Esinokalk und dem dunklen Komplex.

XIV. 3. Malga di Bondolo—Passo Bruffione di sopra e di sotto—Malga Bruffione di sopra—di mezzo—di sotto.

(Vergl. *G*, *O* 25 und Blätter M. Bruffione und Costone delle Cornelle von *J* 25.)

In der Runse südlich der Muschelkalkwände des Doja in Figur 60 steht der Zellenkalk an. Unmittelbar südlich von ihr, wo der Weg nach dem Passo Bruffione di sopra das Anstehende erreicht, finden sich bereits die Werfener Schichten und dehnen sich nach Süden infolge ihres dort flachen Fallens so weit aus, wie sie auf *G* eingetragen sind. Die Grenze der farbigen Signatur ist also die Perm-Werfener Grenze. Bis zu ihr dehnte ich die Begehungen aus. Dagegen habe ich das Perm südlich von ihr nur noch in seinen höchsten Teilen ein wenig kennen gelernt. Beim Aufstieg zu den beiden Pässen fand ich, daß die Werfener Schichten etwas verbogen sind. Sie streichen meist zwischen N 65 O und N 78 O, einmal in einem Bachriß, wo sie sehr schöne Wellenfurchen genau wie der Buntsandstein des Odenwaldes und Schwarzwaldes zeigen, auch N 50 O. Das Fallen schwankt im Norden zwischen 41 und 68° und ist stets nach NW gerichtet. Steigt man aber auf dem Kamme südlich vom Passo Bruffione di sopra zum Monte Berocole (2245 *m*) auf *J* 25 (= unbenannt 2241 auf *O* 25) empor, so findet man dort die Werfener Schichten schon O—W streichend und mäßig N fallend. Sie enthalten zwischen Bondolo und dem N-Passe viele schlecht erhaltene Versteinerungen, Muscheln und Gastropoden. Der nördliche Paßeinschnitt fällt genau mit der Grenze zwischen dem Zellenkalk und den Werfener Schichten zusammen. Östlich davon setzen die letzteren dagegen sofort nach N über das Abstiegstälchen hinweg und ziehen sich in nordöstlicher Richtung gegen Bondolo hinunter.

Beim Aufstieg zum S-Passe und ebenso in dessen Paßlücke selbst fand ich in ihnen je einen Eruptivgang (1904, XXIV, 5 und 6). Der erstere streicht am Gehänge in ungefähr nordöstlicher Richtung in die Höhe.

Vom Berocole-Kamm aus sah ich sehr schön, daß in dem vom Monte Boja (2583) nach SSW ausstrahlenden Kamme, dessen Begehung pag. 231 beschrieben ist, zwischen einen vorderen Tonalitgang und den Haupttonalit eine dünnschichtige, steil unter den letzteren einfallende Zone von Raibler Schichten, die Fortsetzung der Raibler Schichten des Passo di Bondolo, eingeschaltet ist. Sie bildet im Kamme einen oben rundlichen, meist von Vegetation bedeckten Buckel[1]).

Abstieg nach den Malghe Bruffione vom Südpaß.

Vom Südpaß aus ging ich auf dem Kamm nach S bis zur Grenze des Perms und stieg dann über dies hinweg gegen Bruffione di sopra hinunter. Unterwegs trifft man in einer Runse N 80 O streichende und mit 30° nach N fallende Werfener Schichten. Auch die Hütte selbst steht auf ihnen. Unmittelbar südöstlich von ihr folgt aber wieder Perm und in der Runse nördlich steht unten Zellenkalk an. Im Gehänge nördlich über diesem folgen schwarze Schichten, offenbar dem Muschelkalkzuge des Doja entsprechend, aber relativ wenig mächtig; denn schon die steilen auf *J* 25 deutlichen Felsabbrüche darüber, in 2200 *m* Höhe, bestehen, wie weiterhin gezeigt werden wird, aus weißem Esinomarmor. Der Zellenkalk zieht sich von der Malga Bruffione di sopra zum Norópasse hinauf. Dagegen stehen in derselben bei der Malga unten den Zellenkalk entblößenden Runse etwas weiter unten wieder die Werfener Schichten an. Das linke Ufer des Hauptbaches wird bis unmittelbar vor Bruffione di mezzo von Perm gebildet. Erst unter den Hütten stehen im

[1]) Auf den folgenden Seiten als „Cima di Curioni“ bezeichnet.

Bache auf dem linken Ufer N 80 W streichende, steil N fallende Werfener Schichten an, streichen also auf das talaufwärts gelegene Perm zu und sind von diesem durch einen Querbruch getrennt (vergl. *G*). Daher sind hier die Werfener Schichten auf dem südlichen Gehänge auch noch bis zu einer gewissen Höhe über dem Tale, nach meiner Schätzung bis zu 100 *m*. erkennbar. Auf dem rechten Ufer steht unter den Hütten etwas Zellenkalk an, läßt sich aber nach N wegen mangelnder Aufschlüsse nicht direkt weiter verfolgen.

Etwas mehr talabwärts sind die Werfener Schichten wieder aufgeschlossen. Sie streichen dort N 60 W, fallen ebenfalls steil nach N ein und zeigen prachtvolle Wellenfurchen. Unter ihnen aber kommen in der Wand des Baches bereits die Permsandsteine zum Vorschein. Die Werfener Schichten halten bis zu der Ecke des nächsten Tälchens[1]) als eine dünne Lage vor dem Sandstein an und werden kurz vor der Ecke auf dem rechten Ufer von einem Eruptivgang mit großen Feldspateinsprenglingen durchsetzt.

Auf dem Wege, der von dort nach Bruffione di sotto abwärts führt, stehen an einer Ecke auf beiden Seiten in ungefähr nördlicher Richtung einfallende Werfener Schichten an; doch ist auch hier die Permgrenze nur ganz wenig entfernt. Die Felsbuckel nördlich oberhalb Bruffione di sotto bestehen bereits aus N 65 O streichendem, mit mittlerer Neigung nach NNW fallendem Perm.

Bei einer anderen Gelegenheit stieg ich vom nördlichen Passe (Passo Bruffione di sopra) zu den Hütten von Bruffione di sopra und di mezzo im Nebel ab und notierte nur, daß ich abwechselnd über Werfener Schichten und Zellenkalk ging, daß aber dort die untersten Lagen des letzteren aus kompaktem weißem Dolomit bestehen.

XIV. 4. Malga Bruffione di sotto[2])—Passo di Valdi[3])—Monte Madrene—Südausläufer des Monte Boja—Passo Bruffione di sopra.

(Karten wie in XIV. 3.)

Von der unteren Bruffionehütte führt ein Weg erst etwas nördlich am Gehänge in die Höhe, dann westlich zum Passo di Valdì. In der nördlich gerichteten Strecke überschreitet man zuerst das schon erwähnte N 65 O streichende, mittel NNW fallende Perm, erreicht in 1794 *m* Höhe in einer Bachrinne die auflagernden N 70 O streichenden, 53° NNW fallenden Werfener Schichten und in derselben Rinne in 1854 *m* Höhe den Zellenkalk. Dieser ist im ersten Aufschluß zerrüttet; doch steht er sicher an; denn es ist an der Stelle zwar ein Porphyritgang, aber kein einziges Stückchen von Werfener Gestein zu sehen. Auch bricht an dieser Stelle eine Quelle hervor, was es sogar sehr wahrscheinlich macht, daß sich der Aufschluß unmittelbar über der Werfener Grenze befindet. Diese Beobachtungen geben nun ein Mittel, um die Mächtigkeit der Werfener Schichten ungefähr zu bestimmen, da die Verbindungslinie der beiden Auflagerungspunkte recht genau senkrecht zum Streichen steht. Vertikaler Niveauunterschied 60 *m*, Horizontaldistanz auf der Karte 4·8 *mm* 120 *m* in der Natur. Darans ergibt sich die Neigung des Gehänges zu 26° 34′ und die wahre Mächtigkeit zu 132 *m*, wobei ein Messungsfehler von 2° bei der Bestimmung des Fallens vernachlassigt werden kann.

Von der beschriebenen Stelle stieg ich schräg am Hange zum Hauptwege des Passo di Valdì empor. Überall liegen dort große Blöcke von Zellenkalk mit der typischen Struktur herum.

---

[1]) Der Bach geht durch das „*a*" von „Mga." (Bruffione di mezzo) auf *G*.

[2]) Nicht zu verwechseln mit „Malga Barfione di sotto" auf *O* 25. Diese = „M. Bruffione di mezzo" auf *G*.

[3]) Östlich der Malga Valdi auf *G*.

Der „Passo" ist kein Paßübergang im deutschen Sinne des Wortes, sondern lediglich ein bequemer Übergang auf einer Seitenterrasse des Berghanges. Oben sieht man, daß der Zellenkalk noch etwa 50 *m* höher als der Weg an dem Hange des unbenannten Berges 2148 *m* auf *G* und *J* 25 hinaufreicht. Da ich einen Namen für diesen Berg brauche, so werde ich ihn im folgenden zu Ehren des um die Erforschung der Adamellogruppe sehr verdienten Ragazzoni „Cima di Ragazzoni" nennen [1]).

Vom „Passe" gegen Vendolaro sehend erkennt man, daß der Zellenkalk unter dem Weg nur noch wenig in die Tiefe reicht und daß auch die Werfener Schichten infolge ihres Fallwinkels nur ein ganz schmales Band bilden. Malga Mericole und Malga Bruffione del Lago [2]) liegen schon ganz im Permgebiet. Ich ging nun schräg nach NO am Hange der Cima di Ragazzoni entlang, stieg bis dicht unter ihren Gipfel hinauf und auf dem Grat zum Sattel zwischen ihr und Monte Madrene hinunter.

Der Hauptteil des Berges besteht aus Muschelkalk, der allerdings auf der Nordseite schon vielfach in Marmor verwandelt ist. Auf der Ostseite sah ich am Hange ein paar Blöcke einer zellenkalkähnlichen Breccie. Anstehend konnte ich dagegen nirgends etwas Ähnliches finden. Sie konnten vielleicht aus den später zu erwähnenden Raibler Schichten am Madrene stammen und glazial dorthin transportiert sein. Wahrscheinlicher ist es aber wohl, daß sie einer in den Muschelkalk eingeschalteten Rauchwackenlage entstammen, wie sie auch an dem noch zu beschreibenden Monte Colombine jenseits der Val Caffaro und westlich oberhalb Prezzo [3]) vorkommen.

Über die geologische Orientierung des Muschelkalkes bin ich mir nicht ganz klar geworden. Am Nordende der eigentlichen Cima di Ragazzoni maß ich N 25 W-Streichen und 55° OSO-Fallen und etwas vor der ersten Einsattelung zwischen ihr und Monte Madrene N 4 W-Streichen, ganz steil O-Fallen. Doch kann ich es nicht ausschließen, daß ich vielleicht an Kluftflächen gemessen habe. In der ersten, aber noch nicht tiefsten Einsattelung zwischen Cima di Raggazoni und Madrene sah ich einige Marmorstücke mit Kieselknollen und -lagen, offenbar Reitzischichten. Auch sieht es so aus, als ob die bald zu besprechenden tief unter uns am Hange des Caffarotales aufgeschlossenen Reitzi- und Wengener Schichten von Vaimane hierher heraufstreichen. Weiterhin sah ich einen Marmorblock mit gelblichgrünen Silikaten und gelangte dann zu anstehendem typischem Esinomarmor. Dieser streicht in dem ersten Anfschluß N 60 W und fällt steil nach NO, also unter den Tonalit des östlichen Madrenekammes ein. Wengener Schichten sah ich hier nicht; und zwar scheinen sie überhaupt nicht entwickelt, nicht etwa bloß unaufgeschlossen zu sein. Ich traversierte nun auf der Ostseite des Madrene unter dem Gipfel entlang bis zu dem von Schmugglern gelegentlich als Paß benutzten Einschnitt zwischen Madrene und dem namenlosen Gipfel 2258 (*J* 25 [4]). Man sieht von dort tief in den Kessel der Malga Retorti hinunter. Ein schmaler, auch auf *G* eingezeichneter Pfad führt dorthin abwärts. Der Madrene besteht bis zum ersten Sattel östlich des Hauptgipfels aus mäßig nach ungefähr NO fallendem Esinomarmor. Dahinter folgen deutlich geschichtete und gebänderte, trotz der intensiven Kontaktmetamorphose dunkelgraue Ablagerungen mit Zwischenlagen von dunkelgrauem Marmor und zelligen Kalken oder Dolomiten, letztere dem Zellenkalk sehr ähnlich. Es sind die Raibler Schichten, die wir schon vom Passo della Nuova und

[1]) Auf *O* 25 liegt er 5 *cm* westlich des Hüttenzeichens von „Barfione di sotto" und trägt die Höhenzahl „2114".

[2]) Im Tal südlich des Bruffionetales.

[3]) Vergl. pag. 194.

[4]) 1 *cm* nördlich vom „*n*" in „Madrene" auf *J* 25.

Passo di Bondolo kennen, wo sie gleichfalls Rauchwackenzwischenlagen enthalten. Der Schmugglerpaß fällt genau mit der Grenze zwischen ihnen und dem Tonalit des Gipfels 2258 zusammen. Die Tonalitgrenze geht von dem Paß nach N am rechten, östlichen Hange entlang. Der erste Buckel, über den der Schmugglerpfad geht, ist unten Kalk: oben stößt Tonalit an. Dieser ist am Kontakt und auch noch eine ganze Strecke weiter entweder frei von Hornblende oder doch sehr arm daran. Auch die Schlierenknödel sind an Zahl höchstens normal, ja vielleicht sogar unternormal, keinesfalls besonders reichlich vertreten. Das gilt auch noch von dem Tonalit längs der Ostseite des Berges 2258. Ich ging an dieser entlang in das Talchen nordnordostlich Malga Casaole (*G*, *J* 25) hinein und quer darüber hinweg zu dem, wie aus *G* ersichtlich, nach Osten in die Sedimente eingreifenden Tonalitsporn. Dieser schneidet eine Zone von Raibler Schichten von dem südlich angrenzenden Sedimentgebirge ab. Die Raibler Schichten sind nahe der südlichen Kontaktrunse etwas S-förmig verbogen. Sie ruhen bemerkenswerterweise unten auf Tonalit auf und setzen daher nicht über das Tal fort, sondern sind in dessen Furche durch Erosion bis zur Basis entfernt. Auf dem westlichen Talgehänge fehlen sie, offenbar weil ihre Basis dort höher als der Kamm lag. Daß sie aber ursprünglich darüber hinweggingen, zeigt die schon beschriebene in ihrer Richtung liegende Fortsetzung am Madrene. Da ich für diese auf den Karten nicht mit Namen versehenen Punkte unbedingt Bezeichnungen gebrauche, so nenne ich den Gipfel 2363 auf *J* 25 (= 2368 auf *O* 25 = unbenannter Gipfel unmittelbar nördlich des „*l*" von „Casaole" auf *G*) zu Ehren des Verfassers der Geologia della Lombardia Cima di Curioni, das gleich zu beschreibende östlich davon gelegene und höchst charakteristische Kar, dem Pfadfinder judikarischer Geologie zu Ehren, das Benecke-Kar.

Die hochmetamorphe Zone der Raibler Schichten unmittelbar nördlich der Cima di Curioni besteht aus grauem bis grauschwarzem, oft dünnplattigem Kalkmarmor, aus marmorisierten Kalken mit Knollen und Lagen von Kiesel, beziehungsweise Silikaten, gegen Norden, also in den höchsten Niveaus, fast ganz aus grauem dünnplattigem Marmor. Es ist das dieselbe Zone, die schon vom Hange des Monte Berocole sichtbar ist und deshalb auf pag. 228 erwähnt wurde. Im großen und ganzen fallen die Raibler Schichten trotz der Verbiegungen nach N ein, stehen aber auch mitunter senkrecht und sind gelegentlich einmal nach S geneigt. Oben auf der bequem ersteigbaren Cima di Curioni streichen sie N 86 O. Ebenso läuft die Tonalitgrenze von dem nördlich der Cima gelegenen Kammeinschnitt nach O über das Benecke-Kar hinweg zu dem dies östlich begrenzenden Seitenkamme des M. Boja. Der Kammeinschnitt nördlich der Cima di Curioni fällt genau mit der Grenze zwischen den Raibler Schichten und dem am Kontakte wieder gar keine oder fast gar keine Hornblende führenden Tonalit zusammen.

Die Grenze geht vom Kamme östlich des Benecke-Kares zu einer Stelle wenig nördlich des Passo di Bondolo. Die Raibler Schichten scheinen von unserem Standpunkte aus gesehen dort nördlich des Paßeinschnittes zwischen Monte Doja und Cima di Suess zu liegen. Ihre Grenze gegen den Esinokalk scheint genau mit dem Passe zusammenzufallen.

Unmittelbar östlich der Cima di Curioni liegt nun das vollständig trichterartig, wenigstens 100 *m* tief in den Fels eingesenkte abflußlose Benecke-Kar, in der Form ganz auffällig an das Lepsius-Kar am Monte Bagolo [1]) erinnernd. Seine vollkommen zirkusartige Form ist auf keiner Karte richtig dargestellt. Insbesondere kommt die sich hoch über den Trichtergrund erhebende, den äußeren Abschluß bildende Felsmauer nirgendwo zur Darstellung. Diese Mauer besteht aus Raibler

[1]) Vergl. pag. 207—208.

Schichten und ihre nach oben gerichtete Wand fällt ziemlich genau mit den steil nordwärts einfallenden Schichtflächen zusammen. Das Wasser versickert im Boden des Kares und hat sich offenbar unterirdisch einen Weg durch den Marmor gebahnt. Glazial transportierte Tonalitblöcke liegen auf der Raibler Mauer oben auf. Vom westlichen Teil dieses Karabschlusses habe ich das beistehende Bild Nr. 63 aufgenommen.

Es zeigt die steil N fallende Grenzfläche zwischen dem Tonalit (*T*) und den Raibler Schichten (*R*) in der Ostwand des Benecke-Kares. Der Kontakt ist direkt aufgeschlossen. Die



Fig. 63.



Kontaktfläche des Ethmolithen im Benecke-Kar.
T = Tonalit. — *R* = Raibler Schichten. — *D* = Esinomarmor im Monte Doja.
Sal. phot.

Kontaktfläche fällt ziemlich, wenn auch nicht ganz genau, mit den Schichtflächen der Raibler Schichten zusammen. Der Tonalit ruht auf dem Sediment. So sieht keine Kontaktfläche eines Stockes oder eines Lakkolithen aus! Wir haben dort den Ethmolith-Trichter direkt entblößt und können an der Schichtfolge beweisen, daß nicht, wie man es für den Gotthard merkwürdigerweise noch immer konstruiert, eine Facherfalte antiklinal über der Tiefengesteinsmasse vorhanden ist. Ganz rechts unten vorn ist in dem Bilde noch ein Stück des das Kar nach außen begrenzenden Walles erkennbar. Die Oberfläche ist dort mit Tonalitblöcken bestreut. Man beachte auch die der Kontaktfläche einigermaßen entsprechende Hauptklüftung des Tonalites.

Über der Kontaktstelle des Kammes erblickt man den Esinomarmor des bei dieser Aufnahme leider etwas in Nebel gehüllten Monte Doja.

Hinsichtlich der Entstehung des Kares ist hervorzuheben, daß die tiefste Stelle des Trichters und überhaupt die ganze Trichterhöhlung fast ganz und gar im Tonalit und höchstens ganz unbedeutend noch in den Raibler Schichten ausgekolkt ist. Chemische Auflösung kann man also nicht für ihre Bildung verantwortlich machen. Das ist wichtig, weil es beim Lepsius-Kar [1]) strittig sein könnte.

Ich stieg von dem Kammeinschnitt nördlich der Cima di Curioni zum Benecke-Kar ab und über den Raibler Abschluß hinweg zu dem zum Passo di Bondolo führenden Tälchen hinunter. Die Raibler Schichten des Karabschlusses bestehen aus meist noch schwarz gefärbten Kalken, beziehungsweise Marmoren mit Kieselknollen, wie wir sie auch aus den Reitzischichten kennen gelernt haben. Doch sind es hier am Benecke-Kar meist isolierte linsenförmige Knollen [2]). Nach außen folgt unter den Raibler Schichten weißer Esinomarmor und dann der Tonalit des Spornes südlich der Cima di Curioni. Doch keilt sich das Tiefengestein hier so rasch aus, daß es den Talgrund nicht mehr erreicht. In diesem enthalt der Esinomarmor eine ganz dünne Einlagerung von typischen kontaktmetamorphen Wengener Schichten; und auch noch weiter oben gegen den Passo di Bondolo sah ich aus der Ferne eine ähnliche dunkle Masse darin. Unten im Talgrunde liegen einige Blöcke von teils grauen, teils gelblichen Rauchwacken, die offenbar aus den Raibler Schichten des Passo di Bondolo stammen. Westlich schneidet die Q u e r v e r w e r f u n g v o n B r u f f i o n e d i m e z z o mitten durch den Schichtkomplex hindurch und bewirkt es, daß der Esinomarmor die südliche Fortsetzung der Cima di Curioni nicht mehr südlich des Tonalitspornes erreicht, sondern dort von Muschelkalk ersetzt wird. Im Kamme der Cima di Curioni folgt also südlich vom Tonalit d i r e k t M u s c h e l k a l k; und dieser hat dieselbe Meereshöhe wie der östlich aufgeschlossene Esinomarmor. Südlich des zum Bondolopasse führenden Tales zieht sich ein WSW gerichteter Ausläufer des Doja herunter. Ich stieg auf seinem Nordhange etwas empor, traversierte dann um den nach W gerichteten Vorsprung herum bis auf seine Südseite und ging an dieser in der Höhe bis zum Passo Bruffione di sopra entlang. Der W gerichtete Vorsprung und der auf *J* 25 deutliche, nach S gekehrte Absturz [3]) besteht ganz aus Esinomarmor; und dieser hält auch auf der S-Seite geraume Zeit an und wird dort von einem Eruptivgang durchsetzt. (04, XXV. 12.) Er ist außerordentlich mächtig entwickelt. Nach einiger Zeit gelangt man in die ihn unterlagernden Wengener Schichten hinein. Diese werden gegen den Doja hin auf Kosten des Esinomarmors immer mächtiger. In einer Wasserrunse maß ich in ihnen N 38 O-Streichen und 38° NW-Fallen. Unmittelbar unter dieser Stelle in derselben Runse werden sie vollständig konkordant von Reitzischichten unterlagert [4]). Die Berührungsstelle liegt in einer Höhe von 2065 *m*. Die Reitzischichten enthalten in dieser Gegend eine horizontal ziemlich ausgedehnte eigentümliche weiße bis weißgraue Lage, die an einer Stelle dünn und zart gebändert ist und ein dichter Tuff sein könnte. Vielleicht entspricht sie der ihre Farbe ja oft wechselnden „pietra verde". Doch bin ich nicht sicher, ob sie nicht ein Gang ist. (04, XXV. 13.)

[1]) Vergl. pag. 208.

[2]) Mittlerweile hat Herr R a t z e l auch in den normalen Raibler Schichten oberhalb Malegno in der Val Camonica Hornsteinknollen nachgewiesen, und zwar sowohl auf dem rechten Oglioufer an der Straße Breno—Malegno wie bei Casa Andida bei Malegno. An beiden Orten liegen sie in den Schichten dicht über dem Esinokalk.

[3]) Nördlich des „*M*" von „Malga Bruffione" di sopra".

[4]) Es ist die Runse, die auf *J* 25 vom „*C*" der „Cima di Bondolo" nach S zieht.

Unter den Reitzischichten folgt gegen den Paß hin eine relativ schmale Zone von stark zerdrücktem und daher knollig flaserigem Muschelkalk. Ob er dort auch primär eine knollige Struktur hat, konnte ich nicht entscheiden.

Schließlich gelangt man über die Zellenkalkzone hinweg zu dem bereits auf pag. 228 besprochenen Paßeinschnitt.

Bei einem anderen Besuche derselben Gegend, bei dem ich leider durch dichten Nebel behindert war, ging ich von Bruffione di mezzo zu den Zellenkalkaufschlüssen westlich von Malga Bruffione di sopra und stieg von dort zu dem Esinomarmor des zum Passo di Bondolo führenden Tälchens empor ohne die auf pag. 228 zitierten, nur aus der Ferne gesehenen schwarzen Bildungen zwischen beiden aufgeschlossen zu finden. Wahrscheinlich bin ich im Nebel dicht daran vorbeigekommen. Jedenfalls aber müssen hier Muschelkalk, Reitzi- und Wengener Schichten zusammen sehr wenig mächtig sein. Von den Raibler Schichten unterhalb des Benecke-Kares hielt ich mich nach W zu dem Tonalitsporn der Cima di Curioni hinüber und beobachtete, daß das Gestein an der untersuchten Stelle ein glimmerarmer, beinahe aplitischer, aber noch grobkörniger Quarzglimmerdiorit ist. Am Punkt 2061, 1·8 *mm* östlich von Malga Casaole auf *J* 25, traf ich knolligen metamorphen Muschelkalk, vom Habitus des Brachiopodenkalkes und wohl auch wirklich zum Teil diesem entsprechend. Bei Casaole [1]) fehlen Aufschlüsse ganz und gar.

XIV. 5. Passo Valdi [2])—Vaimane [3])—Campras di mezzo [4])—Westhang des Madrene—Malghetta [5])—Malga Gavero.

(Vergl. *G* und Blätter M. Bruffione und Costone delle Cornelle von *J* 25.)

Den Abstieg vom Passo Valdì nach Vaimane machte ich leider auch in dichtem Nebel. Ich sah dabei, daß der Zellenkalk oben am Passe mit mittlerer Neigung in ungefähr nördlicher Richtung einfällt und daß kurz vor der Malga Valdì kompakte helle Dolomitbänke anstehen, die nicht wie unterer Muschelkalk aussehen und wohl auch zum Zellenkalk zu stellen sind. Beim weiteren Abstieg traf ich in der oberhalb der Malga Vaimane heraufziehenden Runse Aufschlüsse von Kieselknollenkalken der Reitzischichten, darunter aber nördlich der Runse wieder Zellenkalk. Um diese Aufschlüsse zu verstehen, möchte ich zunächst Beobachtungen anführen, die auf einer späteren Wanderung gemacht wurden.

Bei dieser ging ich auf dem rechten Caffaroufer durch den alluvialen Talboden unterhalb Campras di sopra nach Campras di mezzo. Schon vor dieser letzteren Hütte dringen von beiden Seiten her Felsen von Grödener Sandstein bis zum Bach heran und bilden eine Talsperre. Auf dem rechten Ufer besteht der Sandstein aus roten, festen, kompakten Bänken, die mit 20—30° in etwa nördlicher Richtung einfallen. Bei Campras di mezzo ist eine Brücke. Jenseits treten in dem Sandstein auch graue Bänke auf. Geröllsandsteine sind eingeschaltet, einzelne Lagen sehr zerklüftet. Ganz wenig oberhalb der Talsperre stehen in einer Runse in geringer Höhe über dem Talboden

[1]) Die Senner sprechen es „Casajole“ aus.

[2]) Vergl. pag. 229.

[3]) Auf *G* Vaimone.

[4]) Südliche Camprashütte auf *G*.

[5]) Im Talkessel unter Mga. Retorti etwa 1 *cm* östlich des Höhenpunktes 1480 (im Caffarotal) auf *G*.

typische, flach NNO fallende Werfener Schichten, hier von meist bunt gefärbten Kalktonschiefern zusammengesetzt, an. Sie halten einige Zeit lang am Gehange an; dann folgt der moranenbedeckte Hang südlich der Runse von Malga Vaimane und unmittelbar über dieser Hütte überall anstehender und in Blöcken verstreuter Zellenkalk.

Steigt man aber in der Runse aufwärts, so trifft man in etwa 1610 *m* Höhe auf beiden Seiten die schon erwähnten Kieselknollenkalke der Reitzischichten. Sie fallen flach etwa nach NNO ein, enthielten an einer Stelle einen Cephalopoden und sind petrographisch von den Reitzischichten von Creto ununterscheidbar. Zwischen ihnen und dem Zellenkalk muß eine Verwerfung am Hange heraufstreichen. Ich stieg nun auf der Nordseite der Runse über die Reitzischichten in die Höhe, gelangte zu offenbar schon kontaktmetamorphen Wengener Schichten und über diesen zu Esinomarmor, der dort ziemlich hohe Felsen bildet. Über ihm liegen am Hange des Madrene noch einmal dunkle Gesteinsmassen, die, nach den heruntergefallenen Stücken zu urteilen, der rabenschwarzen Gesteinsart der Wengener Schichten des Pissalat und der Umgebung von Maggiasone entsprechen. Über diesen liegt noch einmal Esinomarmor. Es ist dasselbe Schichtsystem, das, wie auf pag. 230 beschrieben, auf der Ostseite des Cima di Ragazzoni—Madrenekammes angetroffen wurde und dort keine Wengener Schichten eingeschaltet enthielt. Ich wandte mich auf dem unteren auf *G* eingezeichneten Wege nach Norden und ging in der tieferen Esinomarmorzone entlang. Der Esinomarmor ist hier sehr weiß, aber von Kieseladern durchzogen und daher zur Bearbeitung untauglich. Es ist Kalkmarmor. Von oben stürzen auch weiter nördlich noch einmal Bruchstücke von Wengener Schichten herunter. Ein heller Porphyritgang durchsetzt den Marmor (1904, IV. 3—4.). Er enthält viel Biotiteinsprenglinge, zeigt Salbandverdichtung, streicht NNO und fällt ganz steil, mit unbedeutend weniger als 90°, nach O ein.

Weiterhin gegen die Malghetta geht es wieder etwas bergab. An einer des Viehes wegen auf der Abgrundseite mit Geländer versehenen Stelle des Weges setzt ein zweiter, gleichfalls ziemlich hell gefärbter Porphyritgang mit Feldspat- und Hornblendeeinsprenglingen im Esinomarmor auf. Dieser streicht N 65 W und fällt mit 55° nach NNO ein. Der Gang folgt anscheinend annähernd den Schichtfugen (1904, IV. 5.).

Weiter nördlich senkt sich der Weg wieder etwas und erreicht einen auffallend dunklen Felskopf, der aus etwa nördlich geneigtem unterem Muschelkalk in der Fazies des Muschelkalkes vom Frerone und Stabiotal, also der camunischen Fazies, besteht. Er enthält Wernerit- (Dipyr-) Kristalle und andere Silikate und wurde bis zu der Runse der Malghetta etwas unterhalb der Hütte verfolgt. Oberhalb aber und an den auf *J* 25 eingezeichneten Felsen östlich der Hütte steht Esinokalkmarmor, nördlich über der Hütte und offenbar bis zur Malga Belvedere Tonalit an. Reitzi- und Wengener Schichten sah ich bei der Malghetta nicht; doch könnten sie vielleicht tiefer in der Runse vorhanden sein. Beim Abstieg von der Hütte nach Westen, nördlich des Baches, sah ich einige Zeit lang immer nur Kalk vom Habitus des unteren Muschelkalkes; später fehlte es, wenn ich mich recht entsinne, an sicher vom Gehänge stammenden Trümmern und an Aufschlüssen.

Ich habe diese Beobachtungen auf *G* durch Einzeichnung einer Verwerfung zwischen dem südlichen Esinokalk und dem Muschelkalk des dunklen Felskopfes auszudrücken gesucht. Nachträglich ist mir allerdings der Verdacht aufgestiegen, ob nicht der „Muschelkalk" der Malghetta trotz seiner petrographischen Beschaffenheit als Raibler Schichten, der Esinokalk der Malghetta als Hauptdolomit angesehen werden könne. Der Bruch wäre dann unnötig.

XIV. 6. Val Caffaro von Bagolino bis Campras di mezzo.

(Vergl. G und die Blätter Bagolino, M. Colombine, Costone delle Cornelle und M. Brufione von J 25.)

Dieser untere Abschnitt des Caffarotales liegt schon südlich des kartierten Gebietes und ist außerdem von Curioni[1]), Lepsius[2]) und Gümbel[3]) recht eingehend beschrieben worden.

Dennoch möchte ich hier eine Schilderung der geologischen Verhältnisse des auch von mir 1895 begangenen Tales geben, um dem Leser bequem den Vergleich zwischen dem Bau der schon beschriebenen Kontaktregion des Tonalitmassives und dieser weiter davon entfernten Gegend zu ermöglichen und darauf hinweisen, daß eine sorgfältige Kartierung sehr erwünscht wäre. — Unten bei Bagolino ist diesseits des Caffaro infolge ausgedehnter diluvialer und alluvialer Schuttanhäufung kein Aufschluß von älterem Gestein entblößt. Erst bei der Caffarobrücke an der Einmündung des Torrente Vaja treten Phyllite mit etwa N 35 W-Streichen und mittlerem NO-Fallen heraus[4]). Sie sind stark gefaltet und gefältelt, stellenweise recht glimmerreich und glimmerschieferähnlich und enthalten Einlagerungen von Phyllitgneisen.

Beim ersten Anstieg noch vor S. Carlo folgt bereits permischer rötlicher Quarzporphyr mit Feldspateinsprenglingen. Gümbel, der wohl höher am Gehänge entlang ging, sah noch vorher „grünlichgraue sandig-tuffige Schiefer und deutliche Sandsteinbänke von schwärzlichgrauer Färbung und zum Teil konglomeratartiger Ausbildung" mit NW-Fallen. Auf meinem Wege fehlte es bis S. Carlo an Aufschlüssen. Dort aber stehen oberhalb der Kapelle N 70—80 W streichende und etwa 30° N fallende Breccien und Sandsteine an. Von dieser Stelle bis Campras di mezzo, also auf eine Strecke von über 7 *km* in der Luftlinie, bleibt man im Perm, das hier jedenfalls eine ungeheure Mächtigkeit hat, obwohl natürlich das flache Fallen und wohl auch Repetitionen durch Verwerfung und Faltung eine Rolle spielen. Gümbel (pag. 173) scheint allerdings der Meinung gewesen zu sein, daß solche Repetitionen nur in ganz unbedeutendem Maße, wenn überhaupt, vorkämen. Er sagt: „Die im allgemeinen von S nach N ziehende Talrichtung, welche fast rechtwinkelig zu dem ziemlich konstant von SW nach NO gerichteten Streichen bei widersinnigem NW-Einfallen der Schichten verläuft, gestattet, indem man immer weiter aufwärts in dem Haupttale emporsteigt, den ganzen Schichtkomplex quer zu durchschreiten." Er hebt nur für eine kurze Strecke oberhalb des „Ponte d'Assa"[5]) ein abweichendes westliches Einfallen hervor.

Lepsius sagt (pag. 234): „Die Schichtensysteme fallen in N 10—20°, bald etwas mehr westlich, bald mehr östlich vom Glimmerschiefer in den Tonalit ein."

Ich selbst fand von S nach N gehend folgende Daten:

Oberhalb der Kapelle von San Carlo: N 70—80 W-Streichen, 20—30 N-Fallen.
Weiter aufwärts (auch Phyllit-Quarzbreccie): ähnlich.
An einem Brunnen (schwarze Tonschiefer): N 40—50 W-Streichen, schwaches NO-Fallen.
Faltung bald dahinter mit: N—S-Streichen, schwachem O-Fallen.
Längere Zeit ohne Aufschlüsse.
Hinter einem der vielen Häuser „Frëi" (Freglia): fast horizontal, schwaches, ungefähr O gerichtetes Fallen.

[1]) 1870, pag. 52 des Separatums; 1872, pag. 341 u. f.; 1877, I., pag. 174.
[2]) 1878, pag. 232 u. f.
[3]) 1879, pag. 170 u. f. „Val di Freg."
[4]) Gümbel fand NW-Fallen und granatreichen Phyllit. Lepsius nennt das Gestein Glimmerschiefer.
[5]) Offenbar gleich „Ponte d'Azarè" der neueren Karten.

Größere Aufschlüsse in phyllitähnlichen Dachschiefern mit	N 60 O-Streichen, mittel SO-Fallen.
Ebenso (immer voll von den „frutti" Brunis[1]) . . .	N 65—70 O-Streichen, mäßig SO-Fallen.
Vor dem Ponte d'Azarè Sandsteine, bezw. Grauwacken .	N 40—70 W-Streichen, flach SW-Fallen
Am Ponte d'Azare, Sandsteine, bezw. Grauwacken . . .	N 50 W-Streichen, flach SW-Fallen.
Jenseits des Ponte d'Azarè, ebenso	N 15 O-Streichen, W-Fallen.
Noch etwas weiter in den roches moutonnées derselben Gesteine	N 65 O-Streichen, NW-Fallen.
Oberhalb Bromino di fondo (*J* 25) auf beiden Ufern . .	leicht, etwa N gerichtetes Fallen.
Oberhalb des Ponte Rimal grünliche Sandsteine . . .	leicht, etwa N gerichtetes Fallen.
Hinter La Valle Schiefer über den Sandsteinen liegend .	N 75 W-Streichen, 30° N-Fallen.
Bei einer Säge Schiefer mit Lagen von Breccie . . .	N 70 O-Streichen, mäßig NNW-Fallen.
Unmittelbar darauf	N 75 W-Streichen, mäßig NNO-Fallen.
Beim Steilanstieg zu einer Hütte (wohl Campras di sotto) Breccie mit Quarz und Porphyr, und den Werfener Schichten ähnliche rote Gesteine (pietra Simona[2])	N 65 W-Streichen, mittel NNO-Fallen.
Kompakte Sandsteine	ebenso.
Sandsteine bei Campras di mezzo (vergl. pag. 234) . .	etwa 20—30° ungefähr N gerichtetes Fallen.
Werfener Schichten ebendort (vergl. pag. 235) . . .	flach NNO-Fallen.

Man sieht aus dieser Zusammenstellung, daß die Orientierung der Schichten doch ziemlich stark wechselt, wenn auch im ganzen nördliche Fallrichtungen vorherrschen und sicher bei Bagolino die ältesten, bei Campras die jüngsten Bildungen aufgeschlossen sind. Daß in diesen letzteren rote Farben haufig sind, in den älteren Bildungen dagegen nur selten vorkommen, haben schon Gümbel und Lepsius hervorgehoben und, wie im allgemeinen Teil erörtert werden wird, zur Abtrennung des „Grödener Sandsteines" vom „Rotliegenden" benützt. Im Caffarotal selbst stellen sich die roten Farbentöne wohl erst nördlich der Einmündung des Sanguineratales ein[3]); doch finden sich auch da noch massenhaft Lagen von derselben Farbe wie südlich dieses Punktes. Eine scharfe Grenze zu ziehen ist zurzeit nicht möglich: und erst eine auch in tektonischer Hinsicht sehr wünschenswerte genaue Kartierung des ausgedehnten Permgebietes zwischen Judikarien und Val Camonica wird erkennen lassen, ob es vielleicht durch Verfolgung der Konglomeratbänke gelingt, eine Gliederung zu finden, wie sie Eck für den Buntsandstein des Schwarzwaldes und Odenwaldes geschaffen hat. Auch die Tonschiefer und eventuell die Porphyre könnten vielleicht Leithorizonte liefern. Würde Gümbel mit seiner Annahme über die Tektonik des Perms in Val Caffaro recht haben, so würde man wie folgt die Mächtigkeit berechnen können:

Horizontalabstand von S. Carlo bis Campras di mezzo, im Durchschnitt senkrecht zum Streichen, 7325 *m*. Fallwinkel im Durchschnitt etwa 30°, Streichlinie im Durchschnitt etwa O—W. Höhe von S. Carlo 801 *m*, Höhe der Auflagerungsfläche der Werfener Schichten bei Campras etwa 1450 *m*, Höhenunterschied also rund 650 *m*. Daraus ergibt sich das durchschnittliche Gefälle zu 4° 41' und die Mächtigkeit zu rund 4180 *m*. Diese Zahl ist so enorm viel höher als die selbst

[1]) Über diese fruchtähnlichen Brauneisenkonkretionen des Entdeckers der Val Trompia-Pflanzenreste vergl. man Lepsius, pag. 30—31.

[2]) Vergl. pag. 36.

[3]) Siehe auch Gümbel, pag. 173. „La Valle Fucine" ist nur auf *J* 75 angegeben und lag bei der Einmündung des Torrente Sanguinera.

für Val Giulis, Val Daone, Mte. Elto und Paspardo gefundenen Maximalzahlen, daß ich berechtigt zu sein glaube sie für falsch zu halten und durch Repetitionen infolge von Verwerfung und Faltung, vielleicht auch von Überschiebung zu erklären.

Was die Fossilführung des Perms betrifft, so sind schlechte Pflanzenreste in manchen Lagen nicht gerade selten [1]). Gümbel (pag. 172) fand nahe dem Ponte d'Azarè, „ehe man La Valle Fucine erreicht, einzelne Lagen dieses Sandsteinschiefers, welche *Walchien*-Abdrücke und *Schizopteris*-Überreste enthalten. Wie spätere Vergleiche zeigten, ist diese ganze Gesteinsreihe vollkommen identisch mit jener des Monte Colombine bei Collio, in welcher durch Suess Äquivalente des Rotliegenden nachgewiesen wurden."

Über die Gesteinsbeschaffenheit sind schon einzelne Angaben im vorstehenden enthalten. Gümbel faßt seine Beobachtungen über die Bildungen von Bagolino bis zur Sanguineramündung wie folgt zusammen: „Es sind trotz der beträchtlichen Mächtigkeit einförmig ausgebildete, dünnschichtige, grünlichgraue und schmutziggraue Sandsteinschiefer, grünliche dichte grauwackenähnliche Gesteine, denen sich spärlich grau gefärbte Konglomeratbänke beigesellen. Nicht selten nehmen die Sandsteine eine so feinkörnige, an das Aphanitische streifende Beschaffenheit an, daß es leicht verzeihlich ist, solche Gesteine bei dem ersten Anblick für Grünstein, Diorite oder dergleichen zu halten, wie Curionis Karte anzudeuten scheint. . . . Die seltenen Bänke von Konglomeraten enthalten, wenn auch noch nicht häufig, Bruchstücke von Porphyr, zum Beweise, daß schon vor deren Ablagerung bereits Porphyreruptionen stattgefunden haben, wie auch die bankweise Zwischenlagerung von Porphyrmassen in den tieferen Schichten bestätigt."

Für das obere Talstück (oberhalb Ponte Rimal) stellte Gümbel, wie schon erwähnt, das häufige Auftreten roter Färbungen in den Gesteinen, ferner das „häufigere" [2]) Auftreten von Konglomeratbänken und „etwa in der Mitte zwischen den Mündungen von Val Scaglie und Val Bruffione ein zweites jüngeres Porphyrlager" fest [3]). Endlich fand er an der Mündung des letzteren Tales „rote konglomeratartige Sandsteinbänke, echte breccienähnliche Konglomerate (von Verrucano) in Wechsellagerung mit flaserig dünnschichtigen, intensiv roten Schiefertonschichten".

Lepsius hatte schon vor Gümbel auf das häufige Auftreten von mächtigen Tonschiefern, zum Teil von schwarzblauer Farbe, hingewiesen und das gänzliche Fehlen von Tonalitbrocken in den Konglomeraten und Breccien hervorgehoben. Er schreibt dem Quarzporphyr von San Carlo durchgreifende Lagerung zu. Das häufige Auftreten mächtiger Tonschiefermassen habe ich gleichfalls in meiner Tabelle angedeutet. Riva (1896, I., pag. 161 u. f.) wies das Auftreten des Porphyres an folgenden Stellen nach: 1. Rio di Vaja presso ai Fienili Fusi [4]), 2. Fondo Vaja, 3. Casinetto di Bromino. 4. Sopra la Pozza dell' Orso in Val Sanguinera, 5. Val di Scaglie, 6. Malga Serra Caprile, 7. Monte Carena. Genauere Angaben über die Lage und die gegenseitigen Beziehungen dieser Vorkommnisse sind im allgemeinen Teile enthalten.

Obwohl es möglich ist, daß die große Zahl der Porphyrvorkommnisse zum Teil auf Repetition eines und desselben Lagers beruht, so scheinen doch jedenfalls mehrere Porphyreruptionen nacheinander stattgefunden zu haben. Eine genaue Kartierung ist aber noch dringend nötig um Klarheit zu schaffen.

[1]) Vergl. auch Lepsius, pag. 233.

[2]) Lepsius gibt an, daß die Konglomerate im südlichen Teile häufiger sind (pag. 234).

[3]) Von diesem traf ich übrigens zahlreiche Blöcke auch an dem Hauptwege auf dem rechten Caffarouter oberhalb der Sanguineramündung.

[4]) J 25, auf G „C. Fusi".

Auf die schönen Rundhöcker und Gletscherschliffe mit Kritzen oberhalb des Ponte d'Azarè haben schon Lepsius und Gümbel hingewiesen.

Baltzer hat 1901 einige Beobachtungen über das Caffarotal veröffentlicht (pag. 100). Er gibt an, daß die Permschiefer im allgemeinen WNW streichen und wechselndes Fallen haben. Er fügt hinzu: „In ihnen setzen nun, nordwärts Dosel, mächtige, klumpige Massen bildende, durch Gletscher ausgezeichnet geschrammte Felsite auf, die bis La Valle anhalten und zweifellos mit den Quarzporphyren genetisch zusammenhängen." Er meint damit offenbar das, was Lepsius, Gümbel und ich als Sandsteine, beziehungsweise Grauwacken ansehen.

Val Sanguinera, der in der Gegend des Ponte Rimal nach NW abzweigende Talast, der zum Passo Croce Domini führt, zeigt nach Gümbels Angaben und meinen dort allerdings nur flüchtigen Beobachtungen denselben Bau wie der entsprechende Abschnitt des Haupttales. Gümbel (pag. 177) traf dort auch die Fortsetzung des „zweiten oberen Lagerzuges des Porphyres", also der Vorkommnisse von Val Scaglie (Riva), Ostseite des Haupttales (Gümbel), Westseite (Salomon) und Pozza dell'Orso auf der Südseite der Val Sanguinera (Riva).

Gümbel beging den östlichen Cadinoast des Tales, ich den westlichen Bazeninaast. Über die Verhältnisse bei Gera alta und bassa wird noch bei der Schilderung des Croce Domini-Passes berichtet werden. Auch Baltzer (1901, pag. 101) beging das Sanguineratal. Er sagt: „Zwischen Pradoizzo und Sega setzen abermals Porphyrgänge auf." Es ist das offenbar derselbe Porphyr, den schon Guembel sah, aber für ein Lager erklärte.

XV. Südrand der Adamellogruppe im weiteren Sinne (Umgebung der „camunischen Überschiebung" Baltzers).

XV. A. Ostseite bei Bagolino—Collio.

XV. A. 1. Bagolino—Rio Maniva—Val Resigana—Forcella del Dosso alto—Passo di Maniva—San Colombano.

(Vergl. Blätter Bagolino und Collio von *J* 25 und *O* 75.)

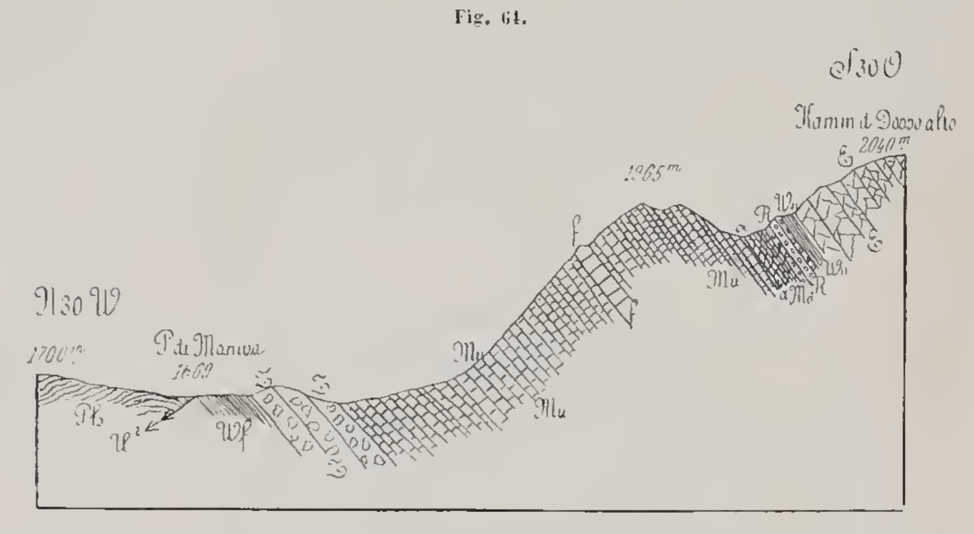
Obwohl gerade das Profil des Dosso alto durch die älteren Darstellungen von Curioni, Lepsius und Bittner gut bekannt geworden ist, will ich doch bei dem Interesse, das dieser Gegend wegen der „camunischen Überschiebung" Baltzers zukommt, meine Wanderroute beschreiben, um meinen Nachfolgern als ein etwas bequemerer Führer als Bittners ausführliche und gute, aber nach Schichtkomplexen getrennte Darstellung zu dienen. Ich erinnere daran, daß es mir bei meiner 1895 ausgeführten Begehung fernlag, den Charakter der Manivastörungslinie festzustellen. Man vergleiche übrigens das nachstehende nicht überhöhte Profil, das, der Gratlinie folgend, nur wenig gebrochen ist und den Kamm des Dosso alto etwa 125 *m* nordöstlich des nur 25 *m* höheren Gipfels trifft. Die Konturen sind nach *J* 25 und einem an Ort und Stelle auf der Westseite angefertigten Profil möglichst sorgfältig gezeichnet; doch können die Fallwinkel und Mächtigkeiten der Schichtkomplexe vielleicht ungenau sein. Insbesondere fällt mir die übergroße Mächtigkeit des unteren Muschelkalkes auf. Immerhin gibt das Profil die natürlichen Verhaltnisse wohl etwas genauer wieder als das schematische Profil bei Lepsius, pag. 59 und 311.

Unmittelbar talaufwärts von Bagolino ist unten am Caffaro eine Brücke (beim Worte Selva auf *O* 75 und *J* 25). Gleich unter dieser Brücke ist ein Aufschluß, der aus permischen Sandsteinen besteht. Das Streichen scheint N 75 O, das Fallen 80° N zu sein; und ebenso glaubte ich an einer

zweiten Stelle bachaufwärts O—W-Streichen und etwa 70° N-Fallen zu erkennen. Von da an ging ich in der Nähe des Manivabaches dem Wege folgend immer über Schutt, beziehungsweise die Vegetationsdecke bergaufwärts bis zu der Stelle, wo der Weg das Bachbett überschreitet und sich teilt. Dort fand ich noch etwas höher am linken Ufer einen Aufschluß von zerrüttetem Phyllitgneis, der sich also bereits nördlich der Manivastörungslinie befindet. Doch lagen schon lange vorher Blöcke von gewöhnlichen glimmerreichen silberglänzenden Phylliten herum. Die Orientierung des Phyllitgneises war nicht ganz sicher zu bestimmen; doch schien er WNW-Streichen und mittleres S-Fallen zu haben.

Beim weiteren Aufstieg längs des auf *O* 75 punktierten Weges nördlich des Baches sah ich wieder viel Blöcke von Permkonglomerat. Anderseits aber folgen bis zu dem Übergang über dem Bach der Val Resigana auf *J* 25[1]) eine ganze Anzahl von allerdings zerrütteten Phyllit-

Fig. 64.



Nicht überhöhtes Profil des Dosso alto in 1:10.000.

Ph = Phyllite. — *Wf* = Werfener Schichten. — *Z* = Zellenkalk. — *Mu* = unterer Muschelkalk. — *f* = feste Bank darin. — *Mo* — Brachiopodenschichten und oberer Muschelkalk. — α = Terebratelbank. — *R* = Reitzischichten. — *Wn* = Wengener Schichten. — *E* = Esinokalk. — *U* = Baltzers „Camunische Überschiebung".

aufschlüssen. In einem glaubte ich N 70 O-Streichen bei mehr als mittlerem S-Fallen zu erkennen. Beim Übergang über die Val Resigana steht nördlich Phyllit, unmittelbar südlich davon aber steil aufgerichtetes Perm (Sandstein und Konglomerat) an. Hier streicht also die Manivastöruug durch; doch ist es auf Grund der mitgeteilten Beobachtungen nicht möglich ein Urteil über ihre Natur zu gewinnen. Der Punkt liegt genau östlich des Manivaüberganges, ganz wenig südlicher als die Permaufschlüsse an der Brücke oberhalb Bagolino und etwas mehr, aber auch nicht viel südlicher als die von Baltzer beschriebenen Quarzphyllitaufschlüsse in der Nähe des Rio Secco nördlich von Bagolino. Von der Übergangsstelle im Resiganatal ging ich nun am Hange schräg in die Höhe und um den Bergvorsprung herum in das Trockental hinein. das zu der nördlich des Gipfelkammes gelegenen Forcella del Dosso alto hinaufführt. Ich fand sehr bald N 75 O streichenden, mittel

[1]) Auf *O* 75 die Stelle, wo der punktierte Weg südlich der Zahl 1402 aus der SSW-Richtung plötzlich in die SO-Richtung umbiegt.

S fallenden dünnschichtigen grauschwarzen Muschelkalk. Er ist in den dünnen Bänken etwas knollig struiert und hat tonig-kieselige Bänder, die eckig zerfallen. Weiterhin benutzte ich einen kleinen um den Hang herumführenden Pfad. Dort steht an vielen Stellen schwarzer Muschelkalk an[1]). Ich maß in ihm N 55—80 O bei etwa 70° SO-Fallen. Derselbe Muschelkalk geht auch noch auf die andere Seite des Trockentales hinüber. Er ist dort meist ebenflachig, aber mitunter, wenn auch seltener, knollig struiert. Er streicht in den Aufschlüssen, die ich beim Aufstieg auf der rechten Talseite sah, immer zwischen N 60 O und N 80 O bei steilem S-Fallen. Stylolithen sind häufig in ihm. Einmal sah ich einen schlechten Brachiopoden und einen großen noch schlechter erhaltenen Gastropoden. In den allerhöchsten Lagen unter dem Brachiopodenkalk stellen sich Kalkbänke mit viel Resten von Crinoiden und vielleicht auch Seeigeln ein. Es folgt dann der knollige Brachiopodenkalk, in dem die Knollen mitunter ganz aus *Coenothyris vulgaris* bestehen. Eine genaue Schilderung kann ich mir wohl ersparen, da Lepsius und Bittner[2]) eingehende Beschreibungen und Fossillisten veröffentlicht haben. Ich bemerke nur, daß sich in dem Brachiopodenkalk wie bei Creto im Gegensatz zum unteren Muschelkalk sandig-tonige Lagen in großer Zahl einstellen und daß der reinere Kalk schließlich bloß noch Knollen in jenen bildet. Bei der Verwitterung entsteht dann ein sehr deutlicher Farbenunterschied zwischen den Knollen und der Umgebung.

Der obere Muschelkalk ist ebenflächiger als der Brachiopodenkalk und besteht aus reineren Kalkbänken mit Mergelzwischenlagen. Auch aus ihm hat Lepsius eine Anzahl von Versteinerungen beschrieben, über die man auch die Bemerkungen bei Bittner, pag. 251, vergleichen wolle.

Über dem oberen Muschelkalk folgen die Reitzischichten, hier als Kalke mit viel Kiesel-Knollen und unregelmäßig verzweigten -Lagen entwickelt. Sie verwittern schwerer als der obere Muschelkalk und Brachiopodenkalk und bilden deshalb im Kamme einen im Profil, Figur 64, sichtbaren Vorsprung. Lepsius (pag. 65) erkannte sie bereits ganz richtig. Er schätzt ihre Mächtigkeit auf 10 bis 12 *m* und gibt an, daß sie in der westlichen Fortsetzung in der Val Trompia *Arcestes trompianus* und *Marchenanus* führen. Bittner (pag. 257) sagt, daß „in ihren tieferen, lichtgrau gefärbten, sehr grobknolligen Lagen hier zahlreiche Arcesten zum Teil von bedeutender Größe liegen“ und zitiert speziell *A. trompianus* und nach Mojsisovics *Ptychites angustoumbilicatus*.

Über den Reitzischichten folgt eine schmale Zone von Wengener Schichten aus tuffig-tonigem Gestein mit Lagen von grauen Kalken bestehend, die viel ausgeschiedene, fein verteilte Kieselsäure enthalten und Seeigelreste führen. Die Kalke dürften etwa den Cipitkalken der Wengener Schichten in den Dolomiten entsprechen. Den vulkanischen Ursprung der nicht kalkigen Lagen des Dosso alto hat schon Lepsius (pag. 65) hervorgehoben. Er sagt: „Die eigentlichen *Halobia Lommeli*-Schichten fehlen am Dosso alto: hier ruhen auf dem Buchensteiner Kalk unmittelbar mächtig aufgeschüttete Porphyrtuffe, Konglomerate und Sandsteine.“ Ihre Mächtigkeit gibt er an einer anderen Stelle zu 30 *m* an. Bittner (pag. 267) bezeichnet diese Bildungen als „eine nicht sehr mächtige Masse von Tuffen und Sandsteinen“ und hebt hervor, daß sie „den Charakter der sogenannten ‚doleritischen Sandsteine‘ der Wengener Schichten haben“. Beide Forscher haben sie nicht bloß, wie ich, an der Forcella selbst untersucht, sondern auch weiter verfolgt; und besonders Lepsius gibt eine sehr eingehende Schilderung von ihnen, auf die ich hier nur verweise. Mojsisovics führt übrigens ein „*Trachyceras longobardicum*“ aus den Wengener Schichten vom Dosso alto an[3]).

[1]) Ich fand dort 1895 noch die Hammerspuren meines letzten Vorgängers. ? Bittner, Finkelstein.

[2]) Pag. 251. u. f.

[3]) Jahrbuch d. k. k. geol. Reichsanst. zu Wien 1880, pag. 704.

Ich parallelisiere diese Bildungen nach Bittners Vorgang mit den echten Wengener Schichten, während Lepsius geneigt war in ihnen ein Äquivalent der „pietra verde“ der „Buchensteiner Knollenkalke“ der Grödener Gegend zu sehen. Über ihnen folgt schließlich der den Kamm und Gipfel des Dosso alto bildende, konkordant aufgelagerte Esinokalk.

Beim Abstieg auf der Westseite des in dem Profil 64 dargestellten Kammes des Dosso alto fand ich im oberen Muschelkalk einen Pflanzenrest und unmittelbar über dem unteren Muschelkalk wieder eine Terabratelbank (α des Profiles) aufgeschlossen. Ich kreuzte dann die ganze Schichtserie des unteren Muschelkalkes, in dem eine besonders feste im Profil angedeutete Bank (? Gang) aus der Ferne auffällt. Das Gestein ist auf dem frischen Bruch stets mehr oder weniger schwarz, wird aber auf der verwitterten Oberfläche weißgrau und sieht daher aus der Entfernung weiß aus. Auch hier sieht man vereinzelte knollige Bänke, und zwar keineswegs bloß in den obersten Lagen. In deren Region fand ich einen großen Block von Crinoidenkalk ohne Seeigelreste. In der Tiefe erreicht man einen auf den Karten eingezeichneten Weg, der auf *O* 75 durch das „S“ von „C. Stabio“ geht. Wo dieser Weg den Manivakamm oberhalb des Passes kreuzt, steht Zellenkalk an und bildet eine kleine Kuppe. Gegen den Paß hin folgen dann nach Lepsius und Gümbel (1879, pag. 179) die Werfener Schichten. Ich sah sie bei meiner Wanderung nicht aufgeschlossen, fand aber unmittelbar nördlich des Paßeinschnittes Blöcke, und nicht weit entfernt Aufschlüsse von Phyllit: und dieser hält bis hinunter nach S. Colombano an. Unmittelbar am Passe schien er mir schwach nach S geneigt zu sein. Er ist aber dort, wie überall, stark gefaltet. Gegen S. Colombano hin herrschen nördliche Fallrichtungen vor. Einmal maß ich N 50 W-Streichen und mittleres NO-Fallen. Gümbel (l. c.) beobachtete auf dem eigentlichen Manivawege zwischen Bagolino und dem Passe glimmerschieferartige, von der Val Resigana bis zum Passe steil S fallende Phyllite. Er sagt in Übereinstimmung mit meiner Profildarstellung: „Auf der schmalen Kante des Passes selbst biegen sich die Phyllitschichten zu einem Sattel um, in dem die Schiefer S vom Passe südlich, W vom Passe nördlich einschießen.“

Zwischen S. Colombano und Collio tritt wieder Perm (auch Tonschiefer) auf. Doch habe ich darüber keine genaueren Beobachtungen gemacht.

Wie schon im allgemeinen Teile gesagt, reichen diese von mir gesammelten Daten nicht aus, um über die Natur der Manivastörung etwas aussagen zu können. Ich habe sie in dem Profil auf Grund von Baltzers Angaben über die westliche Fortsetzung der Dislokation als Überschiebung gedeutet, ihr aber kein ganz flaches Fallen gegeben, weil sie sonst, wie aus dem ohne Überhöhung gezeichneten Profil ersichtlich ist, in ganz geringer Entfernung in die Triasmassen des Dosso alto einschneiden würde. Jedenfalls sind meine Beobachtungen dort ebenso wie die von Baltzer (pag. 34 bis 35) aus der Umgebung von Bagolino angeführten sehr wohl auch mit der Annahme steiler Stellung der Verwerfungsfläche zu erklären.

XV. A. 2. Umgebung von Bagolino.

(Vergl. *O* 75, *O* 25 und Blatt Bagolino von *J* 25.)

Hinsichtlich des Aufstieges vom Ponte Caffaro nach dem Orte und dessen Umgebung, soweit sie nicht im vorhergehenden dargestellt ist, verweise ich auf Bittner (1881, pag. 233, 251, 257, 267, 274, 281, 293; 1883, pag. 407—409) und Lepsius (pag. 235), hinsichtlich des Gebietes unmittelbar nördlich des Ortes auf Baltzers Darstellung (1901, pag. 34). Ich selbst habe außer den bereits beschriebenen Wanderungen nur einmal 1891 den Weg vom Ponte Caffaro nach Bagolino begangen. Ich stieg von unten direkt zu der Chaussee auf und fand dort bis jenseits der auf

das linke Caffaroufer führenden Brücke stets Hauptdolomit anstehend. Ich maß an der Stelle, wo ich die Chaussee erreichte, genau NO-Streichen und 60° NW-Fallen. Später wird das Fallen immer steiler, die Streichrichtung dreht sich allmählich. Dann stehen die Schichten saiger und endlich kippen sie nach der anderen Seite um, so daß ich noch vor der Brücke N 70 O-Streichen und steiles SO-Fallen fand. An der Brücke sieht man, daß dieselben Schichten auch noch auf das Nordufer hinübergehen. Im übrigen wolle man Bittners viel eingehendere Darstellung vergleichen.

XV. A. 3. Valdarda (Rio Fontanelle) bei Collio in Val Trompia.

(Vergl. die Blätter Collio und Bovegno von J 25.)

Es liegt mir ganz fern eine Schilderung der Val Trompia entwerfen zu wollen, um so mehr, als, wie ich erfahre, ein Schüler Geheimrat Steinmanns, Herr cand. geol. Tilmann, demnächst die Ergebnisse eingehender Untersuchungen über dies interessante Tal mitteilen wird [1]. Doch ist es mir wichtig hier kurz meine 1895 ausgeführte Begehung der Valdarda zu schildern, weil dies Seitentälchen den Zellenkalk in ungewöhnlich günstiger Weise erschließt.

Auf der rechten Seite der Straße ist unmittelbar unterhalb Collio ein Aufschluß von permischem Sandstein, der dort in groben Bänken schwach nach S einfallt. Auf dem anderen Ufer des Mella konnte ich genauer messen und fand N 70—90 O-Streichen bei etwa 30° S-Fallen. Wo die Straße den Mella wieder überschreitet, blieb ich auf einem Weg auf dem linken Ufer. An einer Stelle schon weiter abwärts tritt dort in dem Sandstein eine Zwischenlage von roter „pietra simona" (vergl. pag. 36) auf. Da der Weg vor Valdarda aufhört, stieg ich zu dem oberen, auf der Ostseite des Baches (Rio Fontanelle) in das Tal hineinführenden, auf J 25 gezeichneten Weg hinauf. Man überschreitet dabei immer mäßig S geneigte Permsandsteinbänke und erreicht an dem neuen Weg bald nach der Einbiegung in das Tal die dort bunt gefärbten Werfener Schichten. Sie bestehen aus Kalkbänken von etwas mehr als 1 *dm* Dicke und mit diesen wechsellagernden dünnen Mergelplatten. Sie streichen N 80 W und fallen mit mäßiger Neigung nach S ein. Die Mergel sind bald sehr dünnschiefrig und dann meist reich an Muskovitblättchen und rot, bald auch kompakter und grau gefärbt. Die kalkigen Gesteine werden beim Verwittern gelb. Auch festere Kalkbänke von mehreren Dezimetern Mächtigkeit sind stellenweise eingelagert. Versteinerungen sind in diesem Schichtkomplex häufig, aber meist schlecht erhalten. Ich sah viele Myaciten, eine kleine Leda-ähnliche Muschel, etwa in der Mitte eine Gastropodenoolithbank und an einer Stelle viele, aber sehr schlechte Ammoniten. Jenseits des Engpasses beginnt der Zellenkalk und ist in einem von der rechten Talseite herunterkommenden Seitenbach wundervoll aufgeschlossen. Man erkennt, daß er aus dünnen gelbbraunen Kalkbanken und weißen Kalkmergelbänken besteht, zwischen die die Rauchwacken eingeschaltet sind. Ferner sind dort Gipslagen wirklich noch erhalten. Der ganze Schichtkomplex ist hochgradig verbogen und zerrüttet, was wohl teils auf der Aufblähung ursprünglich vorhandenen Anhydrites, teils auf der Auslaugung des aus diesem entstandenen Gipses beruht. Die Oberfläche der Aufschlüsse erscheint meist gelb. Der Zellenkalk ist hier ziemlich mächtig. Unmittelbar über ihm folgt der in seiner Nähe gleichfalls enorm zerrüttete Muschelkalk, dessen normale Orientierung ich dort gar nicht feststellen konnte. Auf seinem infolgedessen geringen Erosionswiderstand beruht offenbar die auffallige Talweitung.

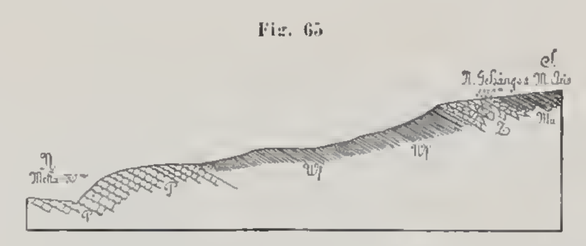
[1] Ist mittlerweile geschehen; doch konnte ich die Arbeit hier nicht mehr verwerten. Man vergl. aber den Nachtrag.

31*

Von dieser Stelle ging ich wieder bis zu dem Punkt wo der Weg den Bach überschreitet talabwarts und von da zu einer Hütte auf der linken Seite. Unterwegs sah ich einen alten Eisenspatstollen [1]) und stieg dann über Werfener Schichten und schlecht aufgeschlossenes Perm hinunter zum Mella. Auf der anderen Seite ist an der Straße nach Collio noch verschiedentlich das Perm aufgeschlossen. Es enthält dort mehrfach grobe Gerölle.

Das beistehende Profil 65 ist auf Grund von *J* 25 und einer an Ort und Stelle gezeichneten Profilskizze angefertigt. Sehr auffällig ist mir daran die große Mächtigkeit der Werfener Schichten

Fig. 65



Profil in 1:10.000 vom N-Ufer des Mella, westlich Collio, langs des Ostgehänges von Val Darda. Nicht überhöht. Schichtstellungen, in *Z* und *Mu* schematisch.
P = Perm. *Wf* = Werfener Schichten. — *Z* = Zellenkalk. — *Mu* = unterer Muschelkalk.

Da ich bei meinen Eintragungen auf der Karte kaum einen Fehler gemacht zu haben glaube, so bestehen, abgesehen von dieser Möglichkeit, die ich immerhin nicht absolut ausschließen will, nur folgende Erklarungen: 1. Die Werfener Schichten sind wirklich so ungeheuer mächtig (rund 500 *m*). 2. Sie wiederholen sich infolge von Störungen. 3. Die Karte ist falsch. — Welche von diesen Erklärungen richtig ist, lasse ich dahingestellt. Die erste ist mir jedenfalls recht unwahrscheinlich.

Ich bemerke noch, daß das Profil beinahe senkrecht zum Streichen der Schichten geht, seinen sehr flachen Anstieg aber nur dem Umstand verdankt, daß es auf weite Strecken der Bergflanke folgt.

XV. A. 4. Collio—Val Serramando—Case Ronchi—M. Ipoferrate—Val Grigna—Prestine.

(Vergl. *O* 75 p. p. und die Blätter Collio, Bovegno, M. Colombine, Sacca und Breno von *J* 25.)

Die Berge nördlich von Collio sind durch G e i n i t z und S u e s s ein klassisches Gebiet geworden. Sie sind seitdem und zum Teil schon vorher von R a g a z z o n i, C u r i o n i, L e p s i u s, G ü m b e l und jetzt zuletzt von B a l t z e r begangen und beschrieben worden. Da indessen über einige Punkte noch kein Einverständnis erzielt ist und der Abstieg nach N bisher nur ganz kurz von B a l t z e r erwähnt worden ist, so möchte ich doch noch meine 1895 gemachten Beobachtungen, soweit sie ein Interesse haben, hier kurz mitteilen.

Über die Natur der Manivastörung erhielt ich beim Aufstieg von Collio durch Val Serramando keine neuen Aufschlüsse. Man vergleiche darüber und überhaupt im folgenden S u e s s' meisterhafte Schilderung und zeichnerische Darstellung. („Das Rotliegende im Val Trompia". Sitzungsber. d. Wiener Akademie 1869, I., pag. 107, math.-naturw. Klasse.) Schon S u e s s hob hervor, daß die erste Scheidungsfläche zwischen dem „Verrucano" und dem „Casannaschiefer" (= Tonglimmerschiefer = Phyllit) bei OW-Streichen „nur etwa 30° N verflächt" und „die Schichten

[1]) Übrigens traf ich schon vorher verschiedene Schürfe.

des Verrucano in der Weise von dem nun folgenden, vielfach gefalteten Casannaschiefer trennt, daß der letztere dem ersteren auf den ersten Blick aufgelagert zu sein scheint". Später folgt aber noch einmal Perm bis hinter die Val „Morzenigo" (wohl Marseghino auf *J* 25) und erst dann die Hauptmasse des Phyllites. Die zweite Trennungsfläche der beiden Bildungen zeichnet Suess in seinem Profil steil N fallend. Gümbel[1]) und Lepsius[2]) geben darüber nichts an, und ich selbst war an dieser Stelle zu spät abends, als daß ich noch hätte sorgfältig beobachten können. Jedenfalls spricht Suess' Darstellung nicht eigentlich für eine Überschiebung von der Art, wie Baltzer sie zeichnet.

Bei den Case Ronchi maß ich in dem schon von Suess erwähnten Phyllitaufschluß N 68 O-Streichen und 70—80° N-Fallen. Von dort ging ich auf einem von dem Suessschen Wege abweichenden Pfad zur Casa Bianchi (Bianchini auf *J* 25). Auch ich sah unterwegs immer nur gefaltete Phyllite, und zwar mit ONO-Streichen und wechselndem NNW-Fallen Doch wird im großen und ganzen, wie schon Suess hervorhob, das Fallen nach oben flacher.

Von C. Bianchi stieg ich zu der von Suess genau beschriebenen „Gneis"lage empor. Ihr unterer Teil besteht an der von mir untersuchten Stelle aus Phyllitgneisen mit Zwischenschichten von Phyllit. Gegen Casina di mezzo aber stellt sich, wie ich bereits 1896, pag. 1035, mitteilte, ein oft völlig granitartiges, grobflaseriges, aber meist wohl nur schwache Spuren einer Parallelstruktur aufweisendes Gestein ein, daß ich für ein dem Suessschen Arnaldogranit analoges Tiefengestein halte und als Quarzglimmerdiorit bezeichnen möchte. Es bildet offenbar an dieser Stelle einen mächtigen Lagergang in den Phylliten. Auch Gümbel (pag. 188) bezeichnet dies Gestein ausdrücklich als „granitischen Gneis". Über ihm folgt eine „eigentümliche, harte Varietät des Casannaschiefers". Diese besteht nach Suess aus einem „dunklen Gemenge von grauem Glimmer und Quarz, das durch regelmäßig in demselben verteilte größere Blätter von schwarzgrünem Glimmer ein geflecktes Aussehen erhält". Die mikroskopische Untersuchung dieses Gesteines zeigt, daß es „ein granatführender Phyllit mit großen, vielleicht primären Chloritblättern ist" [3]).

Jenseits der von Suess beschriebenen Querverwerfung des Grabens von Casina di mezzo konnte ich den Granatphyllit bis unmittelbar unter den Porphyr verfolgen, wenn auch die Kontaktfläche selbst nicht entblößt ist. Der Porphyr bildet, genau wie es Suess beschreibt, eine dreifache Mauer. Über ihm folgen grusige Schichten, die aus Porphyrmaterial bestehen und wie die überlagernden Breccien und Schiefer ONO streichen und schwach NNW fallen. Sie enthalten mitunter größere Porphyrtrümmer und könnten vielleicht Tuffe sein. Über ihnen erst folgt die von Suess beschriebene Breccie (beziehungsweise Konglomerat) mit vielen Porphyrstücken.

Geht man nun wieder seitwärts gegen Casina di mezzo hin, so gelangt man zu dem von Suess (Taf. II, links oben) abgebildeten pflanzenführenden Schieferaufschluß über der Breccie. Das Ganze ist also ein konkordantes Schichtsystem. Daß der Porphyr nicht jünger als die auflagernden Bildungen sein kann, wie Lepsius annahm, geht aus den Porphyrgeröllen und -trümmern in der Breccie hervor.

Von dem Schieferaufschluß stieg ich auf der linken Seite des Tales von Casinetto, also rechts zum Kamme, westlich des Colombine empor. Eine Zeitlang traf ich dort immer wieder pflanzenführende Schiefer mit Einlagerungen von härteren, wohl nur sehr feinsandigen Gesteinen von quarzitischem Aussehen und mit merkwürdigen knolligen Lagen. Das Streichen bleibt ONO,

[1]) 1879, pag. 186.

[2]) 1878, pag. 312.

[3]) Salomon 1896, pag. 1036

das Fallen flach NNW. Später folgen Sandsteine, zum Teil von ziemlich grobem Korn, mit Konglomeratzwischenlagen. Oben auf dem Kamm hielt ich mich zum M. Ipoferrate hinüber und stieg auf dem großen auf *J* 25 eingezeichneten Wege auf der Ostseite des Nordsporns nach C. Clusona (*O* 75, *J* 25) ab. Dort, und dann wieder kurz vor dem Übergang über den eigentlichen Grignabach treten von neuem permische Schiefer auf. Doch war es mir an Ort und Stelle bei der Neigung der Schichten unwahrscheinlich, daß sie als direkte Fortsetzung der von Suess beschriebenen, vorher erwähnten Schiefer der Südseite des Kammes aufzufassen seien. Sie dürften vielmehr entweder eine zweite höhere Lage bilden oder, wenn sie zu derselben Schicht gehören, durch eine Verwerfung in ihr jetziges Niveau gelangt sein.

Die Schiefer halten ziemlich lang, und zwar immer mit gleichem Streichen und Fallen an. Dann aber folgen mächtig entwickelte Sandsteine und Konglomerate, letztere mit Porphyrstücken. Auch Einlagerungen von „pietra Simona“ sah ich mehrfach. In diesem System bleibt man bis fast zum Torrente Travagnolo. Erst unmittelbar vor diesem erreicht man roten Quarzporphyr, der auf beiden Ufern ansteht. Der Weg biegt dort um die tiefe Schlucht überschreiten zu können tief ins Travagnolotal ein. An der Ecke, wo man wieder das Grignatal erreicht, folgen von neuem Permbreccien und -sandsteine und unmittelbar darauf Porphyr, der wiederum von sehr mächtigen, mit mäßiger Neigung nach NW einfallenden Permsandsteinen und -konglomeraten überlagert wird. Ob die beiden Porphyrmassen zusammenhängen und dann gangförmige Lagerung haben oder getrennte Gänge, beziehungsweise Lager sind, das habe ich nicht untersucht. Das letztere ist indessen wahrscheinlicher.

Erst hinter der Santella di Paraniso, und zwar NNO von der Einmündung der Val Bonina legen sich die Werfener Schichten konkordant auf. Senkrecht zum Streichen dehnt sich also das Permsystem von den Hängen des Monte Colombine oberhalb Collio bis ins Grignatal hinter der Santella di Paraniso auf rund 8 *km* aus. Das Fallen ist freilich meist nur flach. Dennoch würde sich auch hier, wie im Caffarotale und in noch höherem Maße, eine geradezu ungeheuerliche Mächtigkeit ergeben, wenn man nicht mit Repetitionen von Teilen des Schichtkomplexes durch Störungen rechnet. Diese nachzuweisen kann aber nur durch genaueste Gliederung des Perms und durch eingehende Kartierung des ganzen Gebietes gelingen. Ich möchte vermuten, daß sich dabei Schuppenstruktur, von flach nordwärts geneigten Überschiebungen bedingt, ergeben wird.

Die Werfener Schichten halten einige Zeit lang an dem sich langsam gegen Prestine senkenden, erst NW, dann NNO gerichteten Wege an. Sie sind mit etwa 30—40°, also sicher steiler als der Weg geneigt, und man sollte daher bei ihrer Orientierung erwarten, bald in den Zellenkalk zu gelangen. Statt dessen erreicht man von neuem längere Zeit anhaltende Permaufschlüsse und erst ziemlich tief unten und nicht mehr sehr weit von Prestine die diesen nördlichen Permzug überlagernden Werfener Schichten, die wir schon auf pag. 29 als Basis des Südendes der kleinen Ortschaft kennen gelernt haben. Die Schichtneigung bleibt auch in diesem letzten Teil des langen Weges stets ungefähr gleich, und zwar etwa nördlich gerichtet.

Hier ist also eine wahrscheinlich annähernd dem Streichen folgende Störungslinie infolge der petrographischen Beschaffenheit des Materiales direkt nachweisbar und bekräftigt die oben zur Erklärung der scheinbaren Mächtigkeit des Perms aufgestellte Hypothese. Weiter im Osten, wo das auf *G* farbig dargestellte Gebiet mehr nach S reicht, ist mir eine Verwerfung, die man als Fortsetzung der besprochenen deuten könnte, nicht bekannt; es sei denn, daß der Bruch von Malga Vaiuga auf *G* damit in Verbindung zu bringen wäre. Doch ist mir das unwahrscheinlich. Der Bruch südlich von Prestine muß sich also entweder nach O abschwächen und schließlich verschwinden,

oder aber er trägt den Charakter einer Überschiebung. Im letzteren Falle könnte er südlich meines Kartengebietes in das Sanguinera- und Caffarotal hinüberstreichen.

Baltzer ist westlich der Val Serramando und des Suessschen Profiles über den Passo delle sette Crocette ins Grignatal gestiegen und hat dann denselben Weg benutzt, der im vorstehenden kurz geschildert wurde [1]. Nur ging er zum Schluß nach Bienno weiter, statt nach Prestine abzubiegen. Aus seiner Darstellung sei folgendes hervorgehoben. Im Torgolatal westlich Collio ist der „Serizitgneis" (meinem Phyllit uud Phyllitgneis) dem „Buntsandstein" (meinem Permsandstein) „deutlich aufgelagert". Auf der Nordseite des Passes lag bei der Begehung noch sehr viel Schnee, so daß einige Beobachtungen aus diesem Grunde unmöglich wurden. Die pietra Simona, von Baltzer als „wulstiger braunroter Serizitquarzit" bezeichnet, wurde an zwei Stellen, namlich bei Casina vecchia 1431 im Grigaatal und bei Malga Seza nördlich der Travagnolomündung beobachtet. Das dort angegebene Streichen „NNW" stimmt mit meinen Beobachtungen nicht (? Transversalschieferung). „Erst kurz vor Bienno tritt bunter Mergelschiefer, das heißt oberer Buntsandstein (= meine Werfener Schichten) auf."

Gümbel beging im wesentlichen das Suesssche Profil. Neu ist die chemische Analyse des Porphyres [2]). Das Auftreten der schon von Curioni nachgewiesenen Chirotherien und Estherien, sowie der fossilen Sonnenrisse und Pflanzenreste in deu klastischen Permablagerungen wird als ein Beweis für die Entstehung dieser Schichten als Strand- oder Uferbildung angesehen.

XV. B. Westseite bei Pisogne.

(Vergl. Blatt Lago d'Iseo NE von J 25.)

XV. B. 1. Pisogne—Siniga—Grignaghe—C. Ballo—Passabocche—Metelletto—Monte Guglielmo.

Diese Tour ist nicht bloß wegen der „camunischen Überschiebuug" Baltzers, sondern auch wegen der Faziesverhältnisse der Trias von Interesse.

Literatur:

Curioni, 1856, pag. 324 u. f. Taf. V; und 1862, pag. 247 u. f.

Lepsius, 1878, pag. 316.

Gümbel, 1879, pag. 200.

Cacciamali, 1881, Una gita geologica alpinistica tra il lago d'Iseo e il lago d'Idro. Comment. Ateneo di Brescia. Nach Cozzaglio zitiert

Deecke, 1885, Raibler Schichten. Beil.-Bd. III des Neuen Jahrb. f. Miner., pag. 493—496.

Cozzaglio, 1894, Profil des Guglielmo.

Salomon, 1896, pag. 1042—1043.

Vigo, Sulle Porfiriti del Monte Guglielmo, Rendiconti del R. Istituto Lomb. di Scienze e Lett. Ser. II. Bd. 29, 1896, 11 Seiten.

Baltzer, 1901, pag. 9; und derselbe in Tornquist, „Führer durch das oberitalienische Seengebirge", 1902, pag. 151 u. 171.

Die im folgenden beschriebene Wanderung wurde auf die Bitte meines damaligen Schülers, des Herrn stud. Vigo, der eine Untersuchung des Monte Guglielmo auf Veranlassung von Professor Taramelli für seine Promotion auszuführen hatte, von uns gemeinsam unteruommen [3]). Was er

[1]) 1901, pag. 77.

[2]) L. c. pag. 189.

[3]) Vergl. Vigo, pag. 4 des Sonderabdruckes. Salomon, pag. 1043.

auf pag. 2, letzter Absatz. bis zum Absatz auf pag. 5 mitteilt, ist mit Ausnahme weniger später hervorgehobener Punkte unser gemeinsames geistiges Eigentum. Auf dem Wege von Pisogne nach Sonvico trifft man bald Aufschlüsse von muschelführenden Werfener Schichten, roten, zum Teil sandigen Mergeln, beziehungsweise Tonschiefern mit Einlagerungen von Kalkbänkchen. Sie sind etwas gefaltet, streichen aber im großen und ganzen N 70—90 W und fallen meist mit mittleren Neigungen nach S, ausnahmsweise mitunter nördlich. Wir schätzten ihre Mächtigkeit an Ort und Stelle auf über 100 *m*. An der sogenannten „Corna di Prevento“ oder „Corna spaccata“ [1]), kurz vor der Wegteilung, überlagern sie permische Sandsteine und Konglomerate von roter, seltener grauer Farbe. Doch halten diese nur kurze Zeit an, da sie weiter nördlich [2]) von einer etwa NW streichenden Verwerfung abgeschnitten werden. Jenseits dieser bereits von Gümbel (l. c. pag. 200) erkannten Verwerfung folgt Zellenkalk [3]), normal unter diesen einfallende Werfener Schichten (NW-Streichen, steiles SW-Fallen) und in dem zweiten Tälchen wieder Perm. Die Mächtigkeit der zweiten Werfener Zone schätzten wir an Ort und Stelle auf etwa 160 *m* [4]). Wir gingen nun nicht wie Baltzer nach Sonvico weiter, sondern bogen nach Siniga und Grignaghe hinauf. Auf diesem im ganzen nach SO, also über die Verwerfung zurückführenden Wege trafen wir bald wieder die erste Permzone und über diese in die Höhe steigend die normal daraufliegende erste Werfener Zone an. Sie fällt dort (beim Dossell' di sotto) in südlichen Richtungen ein und enthält auffallend helle, marmorähnliche Kalklagen. Weiter oben dagegen hat sie sehr wechselnde Orientierung [5]), was vielleicht mit der Nähe der „Überschiebungsfläche“ zusammenhängt. Ich maß beim Dossell' di sopra NNO-Streichen und ziemlich steiles WNW-Fallen. An anderen Stellen fällt sie dagegen ganz flach. Man bleibt in ihr bis etwas hinter Siniga. Dann beginnt Grundmoräne des Haupttales, reich an Tonalit, Pegmatit, Glimmerschiefer, Gneis usw., und bedeckt bis zu dem Vorsprung oberhalb Grignaghe die älteren Felsarten. An diesem Vorsprung steht aber wieder Zellenkalk an und hält über die Häuser von „Canali“ (im Dialekt „Canai“) hinaus bis zu der Stelle an, wo der Weg sich teilt. Gleich dahinter liegt neben der verwitterten Rauchwacke, aber scharf abgegrenzt, Permsandstein. Offenbar ist das dieselbe Verwerfung, die wir schon unten getroffen haben und die ich daher als die Grignagheverwerfung bezeichnen will. Das Perm hält nur eine kurze Strecke an. Es besteht aus Sandsteinen und Konglomeraten, die reich an Porphyrstücken sind. Schon in dem ersten Tälchen nordwestlich der Cascine Ballo fanden wir Phyllite zuerst in Trümmern, in dem zweiten Tälchen aber anstehend, und zwar zuerst mit mittlerem S-Fallen. Sie sind indessen so stark gefaltet, daß die Orientierung fortwährend wechselt. Im großen und ganzen herrschen aber wohl südliche Fallrichtungen vor. Das ist Baltzers Überschiebungsdecke von „Gneis“.

Die Phyllite halten über Passabocche hinaus bis zu den Uccellande „Passate“ auf dem Wege nach dem Metelletto an. Erst dort beginnt von neuem Permsandstein mit Porphyrgeröllen und läßt sich ansteigend bis zu dem Vorsprung 1569 auf *J* 25 verfolgen. Vigo (pag. 3) schreibt: „Sopra queste filladi torna con regolare successione ad affiorare l'arenaria rossa.“ Ich habe wirklich nicht mehr in Erinnerung, ob das damals auch mein Eindruck war. Jedenfalls ist diese Auffassung nach Baltzers Beobachtungen wohl nicht mehr aufrecht zu halten. Vielmehr gehören diese permi-

[1]) Gespaltener Fels.

[2]) Vigo bezeichnet die Örtlichkeit als „Valle Mora (Valle di Tel)“.

[3]) Baltzer bezeichnet, wie gewöhnlich, die roten Sandsteine als „Buntsandstein“ und schreibt „(? Rauhwacke vor dem Bache von Rovina)“

[4]) Wahrscheinlich zu hoch.

[5]) Vigo schreibt, daß sie im allgemeinen N 70 W streicht.

schen Bildungen ebenso wie die ihnen regelmäßig gegen S aufgelagerten Triasschichten schon zu der von den kristallinen Schiefern überschobenenen oder wenigstens von ihnen durch eine Verwerfung abgetrennten Scholle. Sie entsprechen dem Perm und der Trias südlich von Bagolino und dürften die Fortsetzung der Zone südlich des Grignaghebruches darstellen.

In der Einsenkung hinter dem Vorsprung 1569 stehen die das Perm überlagernden Werfener Schichten an. Sie sind dort aber wenig mächtig und schlecht aufgeschlossen. Gleich hinter ihnen folgt der Zellenkalk. Alle diese Bildungen fallen nach S ein und werden in der steilen vom Dosso la Pedalta (1951 *m*) zum Dosso il Lagolo (1584 *m*) ziehenden Wand von einer regelmäßig und konkordant angeordneten, mächtigen Schichtmasse von Muschelkalk überlagert. Wir stiegen an der stellenweise recht steilen Wand zum Kamm empor und fanden sie fast ganz aus etwas knolligen dünnen Bänken von schwarzem bituminösem Muschelkalk zusammengesetzt. Ich maß in ihm N 40 W-Streichen bei mäßigem S-Fallen. Erst die alleroberstem Lagen unter dem Kamm haben eine etwas abweichende Gesteinsbeschaffenheit. Sie bilden dickere Bänke, sind ebenflächiger und etwas heller in der Farbe. Versteinerungen fanden wir außer schlecht erhaltenen Crinoidenstielgliedern nicht. Die Mächtigkeit des gesamten Schichtkomplexes läßt sich nun ungefähr berechnen, da das Streichen der Schichten dem Verlaufe des Kammes entspricht. Die Basis liegt etwa 1565 *m* hoch; der höchste Punkt der Pedalta ist 1951 *m* hoch. Unter der wahrscheinlichen Voraussetzung, daß die Schichten des Pedaltagipfels auch unmittelbar südwestlich des Basispunktes ursprünglich vorhanden waren, bekommen wir also einen Höhenunterschied von 396 *m*. Der Horizontalabstand beträgt etwa 575 *m*. Den Fallwinkel nehme ich im Durchschnitt zu 30° an. Daraus berechnet sich die Mächtigkeit zu rund 630 *m*[1]). Wenn nun auch diese Zahl wohl etwas zu groß ist, weil das Fallen vielleicht zu hoch angesetzt wurde und der Horizontalabstand vielleicht etwas kleiner ist, so ist die Mächtigkeit doch noch immer u n w a h r s c h e i n l i c h g r o ß. Ich vermutete daher schon an Ort und Stelle, daß die petrographisch abweichenden oberen Lagen trotz ihrer dunklen Farbe vielleicht dem Esinokalk entsprechen könnten[2]). Dann müßten uns allerdings dort bei dem Emporklettern der obere Muschelkalk und die Reitzischichten entgangen sein, was mir unwahrscheinlich ist; oder diese Bildungen, die, wie wir gleich sehen werden, an dem zweiten Guglielmogipfel (Castel Bertì) sehr typisch entwickelt sind, müßten hier in der Fazies des unteren Muschelkalkes ausgebildet sein. Deswegen liegt es vielleicht doch noch näher eine ungewöhnlich große Mächtigkeit des Muschelkalkes anzunehmen und die obersten Lagen eventuell als eine Vertretung des Prezzokalkes aufzufassen. Ich überlasse dies Problem unseren Nachfolgern zur Lösung.

Auch das Rifugio steht auf denselben dunkelgrauen Kalken, die den obersten Kamm zusammensetzen. Zwischen ihm und der Pedalta (1951 *m*) auf der einen Seite, dem doppelgipfeligen Plateau der zweiten Guglielmoerhebung, Castel Bertì (1949), auf der anderen Seite, ist ein Tälchen eingesenkt, oben NO—SW, unten N—S gerichtet. In diesem Tälchen finden sich die schönen fossilführenden Muschelkalkaufschlüsse, die V i g o[3]) und i c h[4]) beschrieben haben. Zu unterst steht der typische Brachiopodenkalk Judikariens an, reich an C r i n o i d e n s t i e l g l i e d e r n und an *Plicigera trigonella Schloth. sp.* Daneben kommen in geringerer Zahl noch andere Brachiopoden vor, von denen

[1]) V i g o schätzte ohne Rechnung nur auf 300 *m*.

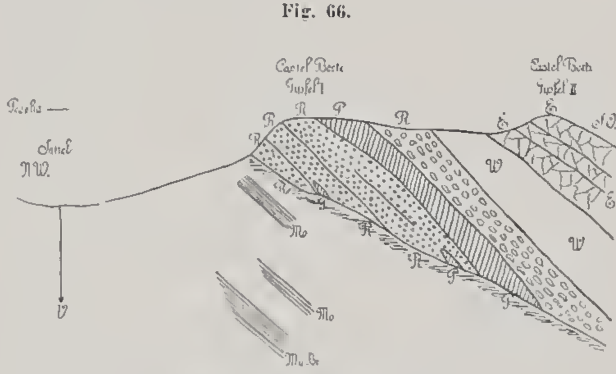
[2]) Dafür würde eine Angabe bei D e e c k e (Neues Jahrb. f. Min., Beil.-Bd. III, 1885, pag. 494) sprechen: „Dieser graue wohlgeschichtete, dem Plattenkalke der Raibler Schichten vielfach recht ähnliche Kalk (= Esinokalk) setzt vom M. Aguina nach dem M. Metelletto hinüber, an dessen Rücken man ihn hoch über Zone hinstreichen sieht“.

[3]) Pag. 4.

[4]) 1896, pag. 1042.

ich *Coenothyris vulgaris Schloth sp.* herauspräpariert habe. Da ich dies Material damals dem Geologischen Museum der Universität Pavia schenkte, wo es sich noch jetzt befindet, so bin ich zurzeit nicht in der Lage es noch weiter zu untersuchen. Vielleicht publiziert es einmal einer der dortigen Kollegen, da es wirklich ein gewisses Interesse verdient. Über dem schwarzen Brachiopodenkalk folgen die typischen Prezzokalke Judikariens, gleichfalls schwarz gefärbt, aber ebenflächiger und mit Zwischenlagen von toniger Substanz, reich an schlecht erhaltenen Cephalopoden. Darüber folgen die Reitzischichten, voll von Hornsteinknollen, hier mit drei Porphyritlagen, beziehungsweise -linsen, die ich für Lager, nicht für Gänge halte, die Wengener Schichten und schließlich der Esinokalk. In dem Sattel zwischen dem Castel Berti und der Pedalta stößt der dunkelgraue Kalk der letzteren an den unteren Muschelkalk des Tälchens. Es muß dort also eine Verwerfung durchstreichen (*V* der Figur). Die Reitzischichten unter dem Hauptporphyritlager enthalten viele kleine, die über ihm liegende Schicht viele große Hornsteinknollen. Ja, stellenweise reichert sich in ihr der Hornstein so an, daß sie wesentlich nur aus ihm besteht und der Kalk Knollen im Hornstein bildet. In der

Fig. 66.



Profilierte Ansicht des zweiten Guglielmogipfels (1949 *m*). (Iseosee.)

V = Verwerfung. — *Mu Br* = Brachiopodenkalk. — *Mo* = oberer Muschelkalk. — *R* = Reitzischichten. — *W* = Tuffe und Wengener Schichten. — *E* = Esinokalk.

rasenbedeckten Einsenkung zwischen Gipfel I und II des Castel Berti sahen wir bei unserem gemeinsamen Besuche nur Stücke von Porphyrit und bläulichgrauen Tuffen.

Vigo hat später den Gipfel noch einmal allein besucht und macht noch folgende Angaben. Mächtigkeit der Reitzischichten größer als 50 *m*. Hauptporphyritlager 9—10 *m*. Über der Einsattelung zwischen Gipfel I und II der Figur, also über den Tuffen von W „stanno dei calcari ben stratificati, di colore esternamente giallastro ed internamente nero con direzione nordovest ed inclinazione verso sudovest; occupano, come si vede, il posto di Wengen. Su essi s'erge una bianca guglia dirupata formante la seconda cima del Castel Bertina e appartenente al calcare di Esino; vi trovai una Halobia“ (usw.). Hinsichtlich weiterer Einzelheiten, namentlich über die petrographische Beschaffenheit der Porphyrite und den von mir nicht unterommenen Abstieg nach der anderen Seite verweise ich auf Vigos Arbeit.

Baltzer (l. c, pag. 171) bezeichnet den „Guglielmo als einen Synklinalkamm im Muschelkalk“. Er beschreibt den Aufstieg von Marone über Zone und den Abstieg nach Pezzaze[1]).

[1]) Baltzer schreibt pag. 75, Anm. 1: „Cozzaglio meint, wie bei C. Ballo die Quarzphyllite gelagert seien, sei ‚arduo de dire‘, er nimmt schwaches Südfallen an.“ In Wirklichkeit stammt diese Bemerkung von Vigo

Cozzaglio teilte bereits ein in vielen Zügen richtiges Profil des Berges von Passabocche zum Gipfel mit, hielt aber, ebenso wie das Vigo ausspricht und ich damals jedenfalls auch geglaubt habe, den Phyllit für die Unterlage des Perms beim Metelletto.

Die Arbeit von Cacciamali ist mir leider nicht zugänglich.

XV. B. 2. Pisogne—Gehänge des Monte Noale—Toline.

Obwohl diese Gegend seit Curioni gut bekannt und oft beschrieben ist, möchte ich doch auf einen Weg aufmerksam machen, der in kurzer Zeit ein leidliches, wenn auch nicht vollständiges Profil vom Zellenkalk bis zum Hauptdolomit zu sehen erlaubt.

Unmittelbar über Pisogne stehen im Trobiolotale Rauchwacken und Gipse des Zellenkalkes an. Der letztere wird sogar in einem Steinbruch, von dem Baltzer (l. c. pag. 75) ein Profil mitteilt, gewonnen. Er liegt tektonisch über den auf pag. 248 beschriebenen etwa S fallenden Werfener Schichten. Geht man nun oberhalb des Ortes etwas höher am Gehänge nach SW, so trifft man sehr bald den den Zellenkalk normal überlagernden unteren Muschelkalk an, der auch hier recht mächtig ist. Nach einiger Zeit erreicht man den oberen Muschelkalk, der aus ebenflächigen Kalkbanken mit schiefrigen Mergelzwischenlagen besteht und stellenweise massenhaft Daonellen führt[1]). Dahinter kommen vom Gehänge viel Trümmer von typischen Reitzischichten herunter, und endlich trifft man kurz vor und oberhalb Toline sowie im Bache bei dem Orte grobe und feine Tuffsandsteine und Tuffe, jedenfalls den Wengener Schichten entsprechend. Esinokalk ist nicht zu sehen. Wohl aber fand ich noch weiter nach SW in den Weinbergen an einer Stelle graue Schiefertone, beziehungsweise Mergel, die wohl zu den Raibler Schichten gehören. Weiterhin folgt die auch unten an der Hauptstraße prachtvoll aufgeschlossene und in steilen Wänden abbrechende Zone des Hauptdolomites. Dieser ist in seinem ersten, also tiefsten Teil brecciös struiert, enthält dort auch noch Kalktrümmer und kann dem Zellenkalk ähnlich werden.

Weitere Beobachtungen über seine höheren Teile und noch jüngere Bildungen am Iseosee will ich hier nicht mitteilen. Wer genauere Angaben über diese Gegend haben will, dem empfehle ich besonders Bittners[2]) und Deeckes[3]) eingehende Schilderungen, in denen auch die ältere Literatur (Curioni, Cacciamali, Escher, v. Hauer) aufgeführt und besprochen ist.

Für die Zwecke der vorliegenden Arbeit ist es mir wichtig, daß der obere Muschelkalk noch bei Pisogne in der typischen judikarischen Fazies entwickelt ist, während im Horizont des Esinokalkes ein starkes Schwinden der Kalkmassen zugunsten der Wengener Schichten konstatiert werden muß. Es ist das zwar nicht neu, verdient aber die Aufmerksamkeit des Lesers der vorliegenden Arbeit.

XVI. Triaskeil von Lajone—Blumone—Val di Leno—Rossola.

(Vergl. *G.*)

Dieser für die Auffassung des Adamellomassives und seine Altersbestimmung gleich bedeutsame Keil ist von Curioni zuerst beschrieben worden[4]). Stache verfolgte ihn bis in die Gegend

(pag. 3) „tanto che riesce arduo il dire quale sia la loro direzione". Sie bezieht sich aber nur auf das Streichen und Fallen, nicht auf das Verhältnis der Lagerung zum Perm.

[1]) Sie gehören nach der Bestimmung des Herrn Ratzel zur „*Sturi*".

[2]) 1883, pag. 429 u. f.

[3]) A. a. O. pag. 493 u. f.

[4]) 1872, pag. 341–360.

des Casinetto di Blumone und zeichnete ihn auf seiner Manuskriptkarte bis dorthin ein. Dann wies Suess in einer allerdings leicht zu übersehenden Anmerkung auf ihn hin [1]. Finkelstein beging ihn, wie ich aus seiner Manuskriptkarte ersehe, noch ein paar hundert Meter über das Casinetto hinaus gegen den Passo del Gelo. Ich selbst besuchte 1891 den Passo della Rossola und verfolgte den Keil 1898 und 1902 über den Passo del Termine hinüber ins Gebiet der Val di Leno, gab eine Kartenskizze von ihm [2] und teilte einige Einzelheiten über seinen Bau und seinen ursprünglichen Zusammenhang mit der Rossola-Deckscholle mit [3].

Um den Bau dieser merkwürdigen Gegend zu verstehen, begeht man am besten zuerst den Kontakthof des Tonalites in der Val Lajone unterhalb des Lago della Vacca.

XVI. 1. Lago della Vacca—Lajonetal [4].

(Vergl. *G* und die Blätter Niardo und M. Bruffione von *J* 25.)

Der Lago della Vacca gehört zu den schönsten und eigenartigsten Seen der Adamellogruppe. Er ist vollständig in gleichartigen Tonalit eingesenkt, von Rundhöckern abgesperrt und bietet mit seinen zahlreichen unregelmäßig geformten und verteilten, aber gleichfalls glazial abgeschliffenen Inselchen ein großartiges an Polarlandschaften erinnerndes Bild. Das Wasser ist tiefblau. Vegetation ist wegen der glazialen Abschleifung nur ganz kümmerlich entwickelt; und über dem See erhebt sich der herrlich geformte Cornone [5] als letzter hoher und selbständiger Tonalitgipfel des langen Listinokammes.

Dieser See war einer der ersten Punkte, an denen ich, der ich in bezug auf Glazialerosion stets etwa den Anschauungen von Heim und Rothpletz gehuldigt hatte, keine andere Erklärung für die Seebildung als intensivste Gletschererosion fand.

Am Ausgange des Sees streicht ein schmaler, dunkler Intrusivgang (1898, XVII. 5.) mit N 75 W durch den Tonalit hindurch. Er fällt steil in nördlicher Richtung ein. Makroskopisch erkennt man Feldspateinsprenglinge und kleine Hornblendenadeln in ihm.

Leider mußte ich den Abstieg vom See bis Lajone di sopra im strömenden Gewitterregen machen und konnte daher nicht alles so sorgfältig beobachten, wie es wünschenswert gewesen wäre. — Der auf *J* 25 eingezeichnete, aber vielfach unkenntliche Pfad führt am Gehänge des Cornone auf der Ostseite des Cornonetales entlang bis zum Casinetto di Lajone. Das ganze Terrain besteht aus Tonalit. Dieser wird aber im Anfang von zahlreichen dunklen Gängen durchsetzt und enthält auffallend oft die im allgemeinen Teil eingehend besprochenen, von Chelius im Odenwald als Dioritpegmatit aufgefaßten „Riesentonalit“varietäten mit langgestreckten Hornblendekristallen, die mehrere Zentimeter Länge erreichen.

Vom Casinetto führt ein Weg auf die andere Talseite hinüber nach Malga Lajone di sopra. Vor der Bergecke steht Tonalit in starken, steil S geneigten Bänken an. An der Ecke enthält er viele, zum Teil parallel verflößte Schlierenknödel. Dann folgt plötzlich schneeweißer Esinomarmor ohne irgendwelche Silikatzwischenlagen. Er liegt genau im Streichen des letzten Ausläufers des

[1] 1885, pag. 355, Anm. 3.
[2] 1899, l., pag. 36.
[3] 1899, l., pag. 35—36; 1903, pag. 308.
[4] Im Dialekt „Lajü“.
[5] Vollständiger „Cornone di Blumone“ (2843 *m*).

westlich gelegenen, noch wiederholt zu erwähnenden unbenannten Gipfels 2395 *m* auf *J* 25. Ich will diesen interessanten Punkt zu Ehren des um die Erforschung der Freronegruppe hoch verdienten Finkelstein als Cima di Finkelstein, den ganzen auch auf *G* deutlichen Felskamm als Cresta di Finkelstein, den zwischen ihr und den Ausläufern des Monte Terre Fredde zum Lago della Vacca führenden Paß als Passo di Finkelstein bezeichnen [1]. Wie aus *G* ersichtlich, geht die Grenze zwischen Tonalit und Esinomarmor unmittelbar südlich der Cima di Finkelstein durch. Der Gipfel selbst besteht noch aus Tonalit, die nach SW und OSO gerichteten Ausläufer bestehen bereits aus metamorphen Triasablagerungen. Das Bild, Figur 67, zeigt sehr schön, wie die Grenzfläche des Esinomarmors steil unter den Tonalit der Cima di Finkelstein einschießt.

Fig. 67.



Cornone (*CB*) (2843 *m*) und Cima di Finkelstein (*F*) (2395 *m*) von Cadino. Ethmolithrand
MT = Monte Terre Fredde (2668 *m*). — *P* = Passo di Finkelstein. — *C* = Kontaktlinie
T = Tonalit — *E* = Esinomarmor
Sal. phot

Die ganze übrige Landschaft besteht aus Tonalit. Nur in dem der obersten Val Cadino angehörigen Vordergrunde liegen noch einzelne Esinomarmorschollen mitten in dem Tiefengestein [2]. Das Bild ist beim Abstieg über die Ostwand des Frerone nicht mehr sehr hoch über Malga Cadino di sopra (2083 *m*) aufgenommen. Der Vordergrund war leider bereits von den Abendschatten verdunkelt. Die Kontaktlinie (*C*) läuft vielleicht noch etwas steiler als eingezeichnet. Der Farbenunterschied zwischen dem schimmerndweißen Esinomarmor und dem Tonalit ist sehr auffällig.

[1]) Geht auf *G* vom ersten „*L*“ in „L. di Lajone“ nach SSO.

[2]) Ich bin nicht ganz sicher, ob ich sie in dem Bilde an der richtigen Stelle mit *E* bezeichnet habe. Es sind aber bestimmt mehrere solche Stellen da.

Die Esinomarmorzone von Lajone di sopra läßt sich, wie später gezeigt werden wird, nach beiden Seiten weithin und oft in geschlossenem Profil verfolgen, so daß an ihrer Altersbestimmung kein Zweifel sein kann. Die Bänke des Marmors streichen ziemlich genau O—W und stehen saiger. An einer Stelle enthalten sie einen Lagergang eines fast dichten Hornblendeglimmerdiorites, wohl einer Tonalitapophyse. Weiterhin, und zwar schon an dem Hange, an dem es nach Lajone di sopra geht, liegen soviel Bruchstucke von Hornfelsen der Wengener Schichten herum, daß sie dort zweifellos den Untergrund bilden müssen. Es sind die gewöhnlichen dunklen schiefrigen Hornfelse, mit Knötchen von langgestreckten Cordieritdrillingen und viel Biotitschuppchen, die, wie man unter dem Mikroskop erkennt, hauptsachlich die dunkle Farbe bedingen. Südlich von den Wengener Schichten folgen Aufschlüsse von ONO streichenden, steil N fallenden Reitzischichten, die aus ziemlich dünnen, schneeweißen Marmorlagen mit Einschaltungen von metamorphosierten Hornsteinen bestehen. Gleich darauf steht noch einmal eine Hornfelsschiefer-Schicht von der petrographischen Beschaffenheit der Wengener Hornfelse an, und dann erreicht man Lajone di sopra. Der Weg nach Lajone di mezzo führt über ONO streichende, fast stets mit mittlerer Neigung nach N, nur einmal ausnahmsweise steil S fallende gebänderte Marmorschichten mit Silikatlagen. Stellenweise wechsellagern Banke von weißem und dunklem Marmor. Alle diese Bildungen gehören schon dem Muschelkalk an. Oberhalb der Malga di mezzo übersieht man prachtvoll den Talkessel des Corno bianco[1]. Man erkennt, daß der nördliche Teil des M. Colombine aus Muschelkalk besteht, unter dem sich auf der Ostseite der Zellenkalk am Hange entlang bis wenig unter den auf *J* 25 eingezeichneten Horizontalweg hinzieht. Der Esinomarmor des Corno bianco liegt über diesem Muschelkalk und setzt sich in den Gipfel nördlich des Talkessels, also den auf Bild Fig. Nr. 67 sichtbaren Südausläufer der Cima di Finkelstein, direkt fort. Über die Verhältnisse zwischen Lajone di mezzo und di sotto wurde ich mir bei dieser Wanderung nicht klar. Man wolle darüber auch noch die Schilderung der Tour von Malga Scaletta nach Lajone di mezzo vergleichen (XVI. 2.). Es waren nur sehr wenig Aufschlüsse zu sehen. An einzelnen Stellen sah ich Marmor, konnte aber sein Niveau nicht bestimmen. Oberhalb der unteren Hütte stehen in der Nähe des Wassers dünnschichtige Bänke des metamorphen unteren Muschelkalkes mit Silikatzwischenlagen an. Sie schienen mir an einer Stelle flach nach SW zu fallen.

XVI. 2. Lajone di sotto—Blumone di mezzo—Malga Scaletta—Lajone di mezzo.

(Karten wie in XVI. 1.)

Der Wasserfall des Lajonebaches stürzt unmittelbar über dem Talboden über schwarze Wände von unterem Muschelkalk herunter. Dieser ist zum Teil in grauen, sehr selten in weißen Marmor verwandelt und enthält in den Silikatlagen viel Wernerit (Dipyr) in schönen Kristallen. Er ist stark gefaltet, streicht aber im großen und ganzen ONO. Gleich beim Aufstieg über den zuerst treppenartigen Weg nach Blumone di mezzo setzt in ihm ein steilstehender, ungefähr N streichender und etwa 2 *m* mächtiger, rostbraun verwitternder Eruptivgang auf. Am Hange und schon vorher unten im Bach sah ich Hornfelsstücke vom Typus der Wengener Cordieritknotenhornfelse. Sie stammen jedenfalls von der, wie aus *G* ersichtlich, oben am Gehänge entlang ziehenden Zone der Wengener Schichten. Geht man weiter, so beobachtet man, daß der sehr dünnplattige untere

[1]) Unbenannter Gipfel 2122 auf *J* 25. Kammstück westlich des „*Mga.*“ in „**Mga.** Lajone di mezzo“ auf *G*. Näheres in XVII. A. 1.

Muschelkalk am Wege zu äußerst steilen, fast isoklinalen Falten zusammengeschoben ist und daher bei NO-Streichen bald nach NW, bald nach SO einfällt.

Auf der anderen Talseite zieht sich der Kalk allmählich höher am Hange empor, und zwar nach meiner Schätzung bis zu etwa 1900 *m*. Über der dunklen unteren Zone sieht man ein von mir als Esinomarmor gedeutetes, schmales weißes Band und dann den Tonalit.

Unten am Wege hält der dünnschichtige untere Muschelkalk bis zu dem Vorsprung oberhalb Blumone di mezzo an. Er streicht im Bach NNO und fällt steil nach O ein, hat also vom Lajonewasserfall bis hierher bereits eine allmähliche Schwenkung von ONO bis NNO durchgemacht.

Unmittelbar oberhalb Blumone di mezzo [1]) sind Felsen im Bache entblößt. Sie bestehen aus stark gefaltetem und bei annähernd vertikaler Stellung N 37 O-streichendem unterem Muschelkalk. Am östlichen Ufer ist einer der bekannten rostbraunen Eruptivgänge im Sediment erkennbar. Von Blumone di mezzo führt nun ein auf den Karten nicht eingezeichneter Pfad am Hange entlang nach der Malga Scaletta. Auch an ihm steht zuerst noch derselbe Muschelkalk, hier mit N 36 O-Streichen und steilem SO-Fallen an. Bei Scaletta selbst ist alles von Moräne bedeckt; dann aber folgen an dem ansteigenden und zum Lajonebache führenden Wege Aufschlüsse von saiger stehenden typischen Reitzischichten mit N 42 O-Streichen. Ihre Mächtigkeit ist unbekannt, aber größer als 30—40 *m*. Sie bestehen aus Kalken mit Kieselknollen und -lagen, zum Teil auch aus Kiesellagen mit Kalkknollen. Ebenflächige Tuffschichten sind ihnen, wie gewöhnlich, eingeschaltet. Gleich darauf folgen dunkle, nicht deutlich geschieferte Wengener Gesteine und weiße Kalke, offenbar zum Esinokalk gehörig. Im Hauptbach zwischen Scaletta und Lajone di mezzo stehen deutlich gebänderte Wengener Schichten mit N 50 O-Streichen und ganz flachem S-Fallen an. Worauf das letztere beruht, ist mir unklar geblieben. Gleich hinter dem Bachbett folgt auf dem ansteigenden Hange Marmor von zweifelhaftem Alter (? Esinomarmor), der ungefähr mit dem Hange nach S geneigt ist. Weiterhin gegen Lajone di mezzo sah ich zuerst nur Schutt und Moräne, dann einen kleinen Aufschluß von rostbraunen Gesteinen, von denen ich nicht weiß, ob sie zu den Wengener Schichten oder zu einem Eruptivgang gehören, und gleich darauf einen größeren Aufschluß von Rauchwacke, darauf aber wieder Bänke von weißem Marmor vom Habitus des Esinomarmors, letztere anscheinend in steiler Schichtstellung. Von dort geht es einige Zeit über die fraglichen rostbraun verwitternden Gesteine hinweg und schließlich über Schutt und Vegetation nach Lajone di mezzo (vergl. pag 254).

Welche Deutung man diesen Aufschlüssen zwischen dem Lajonebache und Lajone di mezzo zu geben hat, ist mir sehr zweifelhaft. Aus den Aufschlüssen oberhalb Scaletta geht aber unzweifelhaft hervor, daß dort über dem Muschelkalk eine Zone von Reitzischichten, Wengener Schichten und wohl auch Esinomarmor über den Bach hinüberstreicht und daß diese Zone ihrer Lage nach nicht mit der höheren Zone oberhalb Lajone di sopra identisch sein kann. Auch die später noch zu besprechenden Aufschlüsse oberhalb Blumone di mezzo bestätigen das. Aus diesem Grunde ist es mir am wahrscheinlichsten, daß der Marmor zwischen Lajone di mezzo und dem Lajonebach als Esinomarmor und die rostbraun verwitternden Gesteine als Wengener Schichten zu deuten sind. Die Rauchwacke entspricht vielleicht bereits den Raibler Schichten.

Eine Verwerfung ist offenbar auf der Nordseite dieses Komplexes vorhanden und trennt ihn von dem Muschelkalk von Lajone di sopra. Immerhin ist meine Darstellung der Gegend auf *G* in manchen Beziehungen zweifelhaft. Eine genauere Begehung wird die dunklen Punkte leicht aufklären. Ich hatte keine Gelegenheit mehr dazu.

[1]) Man vergl. hier auch Fig. 71 auf pag. 261.

XVI. 3. Malga del Gelo—Passo del Termine[1])—Blumone di mezzo.

(Vergl. *G*, *O* 25 und Blatt Bruffione von *J* 25.)

Ich habe diese Tour in zwei verschiedenen Jahren und das erstemal in umgekehrter Richtung unternommen, glaube aber, daß der komplizierte Bau leichter zu verstehen ist, wenn man von N kommt. Man vergleiche im folgenden immer *G* und wenn möglich bis Blumone di sopra *O* 25, vom Termine an auch *J* 25.

Die auf den Karten deutlich erkennbare steile Hinterwand des Terminezirkus geht im Osten in einen felsigen Vorsprung über, der den Zirkus vom Gelotal trennt. Dies ist das Tal, welches zum Passo del Gelo[2]) führt. C. di Blumone auf *J* 25 ist gleich C. di Billimone (2565) auf *G* und *O* 25.

Der Steilrand des Terminezirkus besteht mit Ausnahme des Geloriegels ganz aus Tonalit. es kann sogar sein, daß der Muschelkalk auf der Ostseite weniger Raum einnimmt, als auf *G* angenommen wurde. In dem äußersten Ausläufer des Riegels bei der Hütte setzt westlich eine Tonalitmasse auf, die wohl eine zungenförmige Apophyse darstellt. Ihre Platten streichen N 20 W und fallen ganz steil nach O ein. Sie bestehen aus hornblendefreiem oder doch daran sehr armem Tonalit. Weiter nach Osten folgen etwa 30—40 *m* Muschelkalk und dann unmittelbar an der Gelotalseite wieder Tonalit. Auch die ganze rechte Seite des Gelotales besteht aus diesem.

Unmittelbar unter der Brücke bei der Malga del Gelo hat der Bach eine Schlucht gebildet. In dieser sah ich verfestigte Moräne mit Tonalit und Marmor. Daneben steht aber auch Tonalit und in dem Tonalit eine Scholle von dünnschichtigem Marmor des unteren Muschelkalkes mit Silikatlagen an. An der einen Stelle ist das Streichen des Sedimentes etwa ONO bei N-Fallen. Es ist aber gefaltet und jedenfalls nur die abgesprengte Fortsetzung des Muschelkalkes bei der Malga.

Geht man unten in das Gelotal hinein, so trifft man gleich im Anfang sehr viel Trümmer von metamorphem unterem Muschelkalk. Sehr bald, nämlich bei dem ersten steilen Aufstieg auf dem linken Ufer, trifft man einen Aufschluß in zerrütteten NNO streichenden, mäßig steil WNW fallenden Marmorschichten von dort nicht genau bestimmbarem Niveau. Dann geht es über einen alten Stirnmoränenwall hinweg zu einem ebenen Talboden. Deutlich erkennt man von dort, daß die Tonalitmarmorgrenze im Hintergrunde des Tales genau mit dem Paßeinschnitt zusammenfällt. Vielleicht legt sich das Sediment etwas auf den Tonalit.

Ich kehrte dort um und stieg in schräger Richtung am Hange zu dem auf *G* eingezeichneten Wege zum Passo del Termine empor. Unterwegs und zuerst auch auf dem Termineweg selbst steht wieder unverkennbarer unterer Muschelkalk, NNO streichend und bei intensivster Faltung doch im großen und ganzen steil O fallend an. Er besteht natürlich aus Marmor mit Silikatlagen. In letzteren fand ich an einer Stelle wunderbar schöne Hessonitrhombendodekaeder, an anderen hübsche Vesuviankristalle. Steigt man auf dem Termineweg selbst wieder zur Malga del Gelo hinunter, so beobachtet man an der Ecke zwischen dem Gelotal und dem eigentlichen Terminezirkus gleichfalls denselben unteren Muschelkalk, und zwar in steilen, erst etwa N 12 O, dann N—S gerichteten Falten, hier allerdings wohl mit vorherrschendem W-Fallen. Im Gelotal selbst steht er dann ziemlich tief unten noch einmal an dem Wege an, und zwar wieder mit N 10 O-Streichen und steilem W-Fallen. Er ist auch hier als Hessonitmarmor entwickelt.

---

[1]) = P. della Scaletta 2337 auf *G* und *O* 25.

[2]) = Passo del Gello 2315 auf *J* 25 = unbenannt 2340 auf *O* 25 = unbenannter Kammeinschnitt (OSO von C. di Billimone), zu dem von S ein Pfad führt, auf *G*.

Aus den angeführten Beobachtungen geht deutlich hervor, daß der Muschelkalk bei der Malga del Gelo nicht aus einzelnen in den Tonalit eingebetteten Schollen besteht, sondern eine zusammenhängende, einheitliche Zone bildet, die im wesentlichen dieselbe Orientierung hat wie ihre später zu besprechende Fortsetzung im oberen Blumonetal. Nur der Aufschluß im Bache unterhalb Gelo dürfte einer etwas von der Hauptzone abgelösten und daher verschieden orientierten, im Tonalit schwimmenden Scholle entsprechen.

Geht man nach Ersteigung der den Fuß der Cima di Blumone begleitenden Terrasse an der Westwand des Berges auf dem Termineweg entlang, so bleibt man zuerst immer im unteren Muschelkalk. Noch bevor man sich aber unter dem eigentlichen Gipfel befindet, überschreitet man eine Schutthalde von Tonalit, der dort den Kamm des Berges an einer kleinen Stelle allein zu-

Fig. 68.



Block von gefaltetem unterem Muschelkalkmarmor zwischen Malga del Gelo und Passo del Termine.
Hörich phot.

sammensetzt [1]) und sich von da zum Fuße der Cima hinzieht. Die Wand dieser letzteren zeigt in den metamorphen Sedimenten schon aus weiter Ferne helle, netzartig verlaufende Adern. Da unten massenhaft Stücke davon herumliegen, ließ sich leicht feststellen, daß sie teils aus echtem Tonalit, teils aus sehr saurem Apophysentonalit bestehen. Nach einiger Zeit sah ich vereinzelte Trümmer von Kalken mit auffällig dicken Silikatzwischenlagen. Offenbar stammen diese Stücke von oberem Muschelkalk oder Reitzischichten der Cima di Blumone. Daneben liegen aber große, zum Teil riesige Blöcke von prachtvoll gefaltetem unterem Muschelkalk herum.

Das beistehende Bild Nr. 68 ist am 22. September 1898 von meinem Freunde, Herrn Ingenieur O. Hörich, der mich bei beiden Begehungen des Termine begleitete, mit seinem

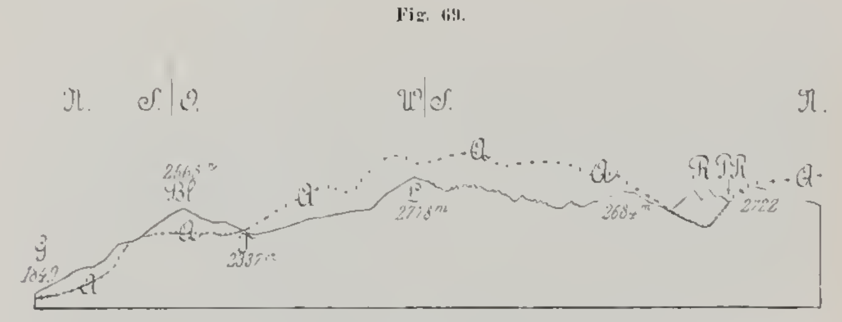
[1]) Man vergl. Fig. 69.

Apparat aufgenommen worden. Der Vordergrund ist Firn, der Hintergrund Tonalit des Listinokammes. Der Block zeigt recht schön die scharfwinkelige Faltung des unteren Muschelkalkes.

Nicht weit hinter dieser Stelle erreicht man einen aus Tonalit bestehenden felsigen Vorsprung und von da an geht es bis zur Höhe des Passes immer über einen nicht sehr hornblendereichen Tonalit hinweg. Prachtvoll erkennt man auf dieser Wanderung, daß die Trias der Cima di Blumone ebenso wie die später zu besprechenden Triasmassen der Rossola[1]) mit flach welliger Basis auf dem Tonalit aufliegen. Die Auflagerungsfläche liegt in der Nähe der oberen Schutthaldengrenze, bald ein wenig darüber, bald ein wenig darunter. Sie zieht sich schräg zum Listinokamm hinauf, lag hinter dem Passo del Termine offenbar nicht sehr hoch über dem jetzigen Grat und senkt sich an der Rossola noch einmal unter das Kammniveau herunter. Ich habe diese Verhältnisse in der beistehenden Abbildung darzustellen gesucht.

Natürlich ist die Rekonstruktion der Auflagerungsfläche (*A*) über dem jetzigen Kammniveau hypothetisch. Doch kann sie, wie die Verhältnisse südlich des Passo del Termine und an der Rossola zeigen, kaum sehr hoch darüber gelegen haben.

Fig. 69.



Maßstab: 1:50 000.

Verlauf der Auflagerungsfläche der Trias auf dem Tonalit zwischen Malga del Gelo (*G*) und Passo della Rossola (*PR*). *A* = Auflagerungsfläche, soweit unterbrochen gezeichnet, hypothetisch. Höhen annähernd richtig; nur die beiden Rossolagipfel etwas überhöht.

Bl = Cima di Blumone. — *T* = Passo del Termine. — *L* = Monte Listino. — *R* = Monte la Rossola (auf *J* 25). Der Gipfel 2722 ist meine „Cima di Cozzaglio". (Vergl. Fig. 76.)

Der Einschnitt des Terminepasses selbst liegt noch im hornblendeführenden Tonalit; aber wenige Meter darüber ist auf der Ostseite die Auflagerungsfläche des Marmors entblößt. Man erkennt vom Passe aus, daß eine Marmorzunge sich auf der Südseite des Kammes noch etwas in das alleroberste Blumonetal gegen den Monte Listino hin verfolgen läßt und sieht in der Fortsetzung dieser Zunge südlich vom Listino einen auf *G* als Esinomarmor eingetragenen weißen Fleck. Ich muß indessen hervorheben, daß ich diesen Punkt nicht mehr selbst besuchen konnte und bei meiner zweiten Terminewanderung Zweifel darüber bekam, ob es sich nicht vielleicht nur um frisch angebrochenen und daher, wie oft, auffällig weiß erscheinenden Tonalit handelt. Gegenüber am Gehänge der Cima di Lajone, in dem auf *J* 25 unbenannten Vorsprung 2602 sieht man einen außerordentlich auffälligen hellen, mehrfach gegabelten Gang, der in der nachstehenden Skizze Fig. 70, nur mit seinen Hauptapophysen dargestellt ist.

---

[1]) Der Gipfel „M. Rossula" 2722 auf *O* 25 und *G* trägt diese Bezeichnung mit Unrecht. Der Name bezieht sich, wie *J* 25 richtig angibt, auf den Doppelgipfel südlich des Passes. Vergl. auch Fig. 69 und 76.

Man kann ihn auf wenigstens einen halben Kilometer horizontal verfolgen. Ich selbst habe ihn nicht besucht; wohl aber schickte ich meinen zuverlässigen Träger Mazzoli bei meinem zweiten Besuch hinüber. Von ihm erhielt ich Stücke davon, die sich als saurer Apophysentonalit und Pegmatit erwiesen. Der letztere bildet wohl unregelmäßige Ausscheidungen in dem ersteren. Das Nebengestein ist Tonalit. Der Apophysentonalit spielt also hier zweifellos trotz seines groben Kornes dieselbe Rolle, die gewöhnlich die Aplite haben. Er ist ein saurerer, mit Pegmatit vergesellschafteter Nachschub des Muttermagmas.

Gleich hinter der Paßhöhe fand ich beim Abstieg auf dem nach dem Casinetto di Blumone führenden Wege im Tonalit eine N 35 W streichende, vertikal stehende Scholle von Hornfelsen der Wengener Schichten. Jenseits des ersten Tälchens folgen weiße Marmore, offenbar dem Esinokalk entsprechend. Dann geht es immer in den dunklen Wengener Schichten entlang. In ihnen setzen zahlreiche schneeweiße Gänge von fast glimmerfreiem Apophysentonalit, daneben aber auch glimmerhaltige Gänge und Übergangsglieder zwischen beiden auf. Von einer Runse dieser Gegend aus stieg, wie schon erwähnt, mein Träger zu dem gegabelten Gang der Fig. 70 hinunter und hin-

Fig. 70.



Gang von Apophysentonalit im Tonalit. Cima di Lajone.

über. Er brachte mir aus der Zone unter den Wengener Schichten und vor dem Tonalit weißen, silikatfreien Eisinomarmor mit, der also hier im Profil genau die ihm zukommende Stelle einnimmt.

Man übersieht nun bei der Wanderung sehr schön, daß sich der Zug der Wengener Schichten von S kommend vor dem Passo del Termine gabelt. Ein Teil zieht im Tal unter dem Termine-Listinokamm zusammen mit dem schon besprochenen Esinomarmor entlang. Ein anderer Teil zieht rechts oberhalb des Paßeinschnittes in der Richtung gegen den Kamm der Cima di Blumone. Tatsächlich kommt es mir auch so vor, als ob ich auf der Nordseite dicht neben dem Paß auffällig dunkle Gesteine gesehen hatte. Gegen den Paß hin folgten aber wieder helle Marmore.

Beim Weitergehen fand ich das Streichen der Wengener Schichten sehr konstant N 35 W bei annähernd vertikaler Stellung. In der N—S gerichteten Wegstrecke geht es hoch über einem alten, jetzt ausgefüllten Seebecken entlang. Dort erreicht man endlich den Esinokalk. Er streicht erst N 15 W, dann N 10 O und fällt stets steil nach W ein. Er ist von rostbraun verwitterten Lagergängen durchsetzt.

Nach einiger Zeit biegt der Weg aus der N—S-Richtung um einen Bergvorsprung herum nach O, um in den Kessel nördlich des Casinetto di Blumone zu gelangen. Man durchquert infolgedessen die ganze Schichtserie vom jüngsten Gliede, dem Esinokalk, ausgehend bis an den Muschelkalk heran. Zuerst geht man durch eine etwa 200 *m* mächtige, annähernd vertikal stehende Zone

von Esinomarmor hindurch. Er enthält auch hier zahlreiche mächtige Massen und dünne Lagergänge jener sonderbaren rostbraun verwitternden Eruptivgesteine. Im Gebiete des Esinomarmors sah ich ferner einen Schichtkomplex von mir unklarer Lagerung, der aus Marmor mit Kieselknollen und -bändern besteht und nur entweder den Reitzi- oder den Raibler Schichten angehören kann. Seine Anordnung schließt aber die erstere Annahme aus. Es dürften also wohl metamorphe Raibler Schichten sein und es wäre dann wahrscheinlich, daß das westlicher gelegene Marmorlager zum Hauptdolomit gehörte [1]. Da ich indessen keine Zeit hatte, diese Bildungen genauer zu untersuchen und ihr Verhältnis zum Esinokalk festzustellen, so habe ich darauf verzichtet sie auf *G* mit ihrer Signatur einzuzeichnen. Aus dem Esinokalk geht es gleichfalls in die annähernd vertikalen, aber windschief verbogenen und daher bald O, bald W fallenden Wengener Schichten hinein. Sie enthalten auch hier weiße Bänder, die wohl wieder aus Apophysentonalit bestehen werden, und dürften an Mächtigkeit hinter dem Esinokalk kaum zurückstehen. Noch weiter östlich folgt die Muschelkalkzone. Ich kam dort nur bis zur Grenze, konnte aber leider den vom Casinetto noch weiter nach O gehenden Pfad, der zum Passo del Gelo führt, nicht mehr begehen und bin daher auch nicht sicher, ob die Reitzischichten dort vertreten sind oder nicht. Ihre typischen Gesteine sah ich jedenfalls an der Grenze wenig oberhalb des Casinetto nicht. Von dieser Stelle geht die Grenze zwischen den Wengener Schichten und den nächst älteren Bildungen eine ganze Strecke weit nur wenig östlich des Baches entlang. Beim Abstieg auf dem im ganzen etwa südsüdwestlich nach Blumone di sopra führenden Wege hat man rechts zuerst noch Wengener Schichten mit Tonalitgängen, darauf etwas Esinomarmor, dann einen ein wenig Hornblende führenden Tonalit und schließlich wieder Esinomarmor. Dieser enthält an einer Stelle eine an hellem Hessonit reiche Schicht, an einer anderen eine Linse sowie Bänder von braunrotem Granathornfels mit grünen Flecken. Die Schichten streichen sämtlich NNO und fallen steil nach SO ein. Der Esinomarmor zieht sich von da am Hang des Cornone immer höher hinauf. An der Stelle, an der sich ein gleichfalls SSW gerichtetes Tal unterhalb des Ausläufers 2081 auf *J* 25 mit dem Haupttal vereinigt, führt der Weg um den die Täler trennenden Buckel herum etwas nach Osten. Dort ist in die Wengener Schichten eine Lage von Esinomarmor eingeschaltet. Man durchschreitet dann eine schmale Zone von dünnplattigen Wengener Schichten [2]) und erreicht nun die diese normal unterlagernden Reitzischichten. Sie streichen hier N 22 O und fallen steil nach O ein. Es ist aber hervorzuheben, daß das Fallen auch in der Strecke oberhalb fortwährend zwischen O und W wechselt. Die Reitzischichten schienen mir hauptsächlich aus Kiesellagen mit Kalkaugen und zwischengeschalteten Kalklagen zu bestehen, führen aber auch vollständig silikatische Lagen, die wohl ursprünglichen Tuffen entsprechen. Weiter abwärts folgt eine Stelle, an der der Kalk aus den Kiesellagen vollständig herausgelaugt ist, und dann geht es zum Talboden oberhalb Blumone di sopra hinunter. Dort schien mir vor den Reitzischichten noch der Muschelkalk herauszukommen. Ich maß in den betreffenden Bildungen N 35 O-Streichen und steiles SO-Fallen; gleich hinter Blumone di sopra aber stehen am Wege wieder ganz typische Esinokalke und später

[1]) Bei meinen Begehungen dieser Gegenden war Hauptdolomit überhaupt noch nicht aus der Kontaktzone des Adamellogebietes bekannt. Nachdem ich ihn später kennen gelernt hatte, war es mir leider nicht mehr möglich, die betreffenden Punkte noch einmal aufzusuchen. Doch halte ich es jetzt zum Beispiel für möglich, daß der ganze Südosthang des Cornone von Raibler Schichten und Hauptdolomit umgeben ist, eine Annahme, die im Text noch nicht zum Ausdruck kam. In diesem Falle würde die Verwerfung in den Fig. 71 und 72 wegfallen, das darin als „Wengener Schichten" gedeutete obere System den Raibler Schichten und der höhere „Esinomarmor" dem Hauptdolomit entsprechen.

[2]) Sie sind im Wasserfall des Hauptbaches vorzuglich aufgeschlossen.

Wengener Schichten an. Gegenüber der Hütte kleben an dem dort in die Nähe des Baches heranreichenden Tonalit noch einige Muschelkalk-(?)-Platten. In dieser Gegend beginnt die Komplikation des Schichtbaues, die auf *G* unter Annahme einer dem Tal annähernd parallel streichenden Verwerfung und Antiklinalenbildung erklärt ist. Da mir leider bei meinem letzten Besuche die Lebensmittel für meine kleine aus vier Köpfen bestehende Karawane ausgingen, so war ich nicht mehr in der Lage, den linken östlichen Talhang zwischen Blumone di mezzo und di sopra zu begehen, wodurch wenigstens über die Antiklinale sofort Klarheit zu erlangen wäre. Ich begnüge mich daher damit im folgenden ganz objektiv meine für die Tektonik in Betracht kommenden Beobachtungen aufzuführen und überlasse meinem Nachfolger die Klarstellung. Die Schichten auf dem östlichen Ufer bei Blumone di sopra sind etwas gegen W, also gegen den Bach zu, geneigt, während, wie wir sahen, auf dem westlichen Ufer die entgegengesetzte Fallrichtung herrscht. Aus diesem Grunde nahm ich ursprünglich[1]) an, daß hier eine „steile Synklinale vorliegt, die von oben nach unten in

Fig. 71.

Skizze des Cornonehanges oberhalb Blumone di mezzo.
T = Tonalit. — *M* = Muschelkalk. — *W* = Wengener Schichten. — *E* = Esinomarmor. — *V* = Verwerfung

den Tonalit eindringt". Bei meinem letzten Besuch bekam ich aber aus den im folgenden aufgeführten Gründen Zweifel an der Richtigkeit dieser Auffassung.

Unterhalb Blumone di sopra stellt sich auf dem östlichen Ufer mit einem Male ein mächtiger, oben deutlich und breit gebänderter Sedimentkomplex zwischen dem Bach und dem Tonalit ein. Unten am Bach scheint er gegen die Talfurche geneigt zu sein, in größerem Abstand aber gegen den Berg. Noch etwas weiter talabwärts erkennt man aus dem Verlauf der Schichtfugen in den Runsen ganz sicher, daß die Schichten auf dem östlichen Ufer nach Osten geneigt sind. Dabei sieht man, daß über grob gebänderten Schichten gegen den Tonalit hin wieder eine Zone von auffällig weißem Marmor folgt[2]). Das spricht aber, soweit man ohne Begehung der Hänge überhaupt etwas aussagen darf, entschieden dafür, daß über dem unteren Muschelkalk oberer, den breit gebänderten Schichten

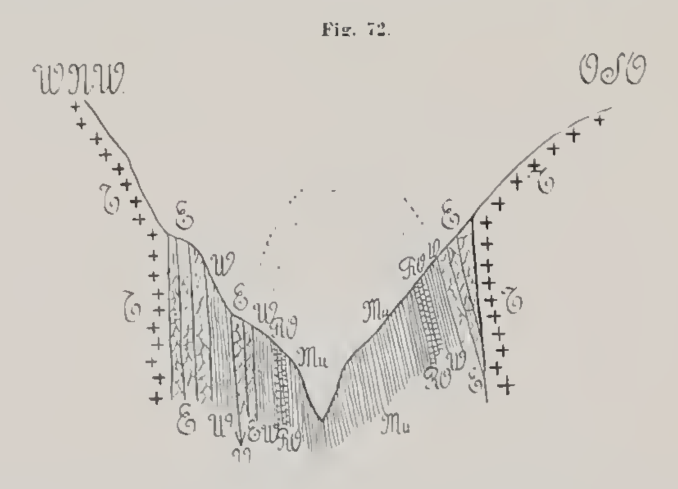
[1]) 1899, l. c. pag. 36

[2]) Dasselbe wurde bereits auf pag. 255 vom Wege unterhalb Blumone di mezzo konstatiert.

entsprechender Muschelkalk und schließlich Esinomarmor folgt. Die scheinbar synklinale Anordnung beruht demnach zweifellos nur auf den bereits hervorgehobenen windschiefen Verbiegungen der ganzen Zone. Sehen wir von ihnen ab und berücksichtigen nur die Reihenfolge der Schichten, so haben wir, wie ich schon 1903[1]) berichtigend mitteilte, keine Synklinale, sondern eine Antiklinale vor uns, wie das in Fig. 72 dargestellt ist.

Beim weiteren Abstieg sieht man auf der Westseite die Esinomarmorzone ganz hoch oben am Cornone herumschwenken. (Vergl. Fig. 71). Ich schätzte die Höhe, bis zu der sie emporreicht, auf etwa 2100 *m*. Unter der Marmorzone folgt gleichfalls noch sehr hoch über dem Tal ein dunkles Band, das entweder aus Wengener Schichten oder jenen rostbraun verwitterten Eruptivgesteinen besteht, die wir auch oberhalb des Casinetto im Gebiete des Esinomarmors angetroffen haben. Auf Grund der Beobachtungen zwischen Blumone di mezzo, Scaletta, Lajonebach und dem Lago della Vacca ist es indessen ungemein wahrscheinlich, daß es sich um Wengener Schichten handelt[2]).

Fig. 72.



Schematisches Profil durch Val Blumone oberhalb Blumone di mezzo. Triasantiklinale zwischen zwei Tonalitmassen (*T*). *E* = Esinomarmor. — *W* = Wengener Schichten. — *RO* = Reitzischichten. — + Oberer Muschelkalk. — *Mu* = unterer Muschelkalk. — *V* = Verwerfung

Darunter liegen von neuem weiße Marmore, die schon zu der Esinozone gehören, über die unser Weg hinabführt und unter der beim Abstieg nach Blumone di mezzo Wengener Schichten folgen. Kurz vor Blumone di mezzo setzen am Wege in den metamorphen Kalken zwei Eruptivgänge, ein grauer (98. XVIII. 5.) und ein rostbrauner auf. Bei Blumone di mezzo steht, wie schon auf pag. 255 hervorgehoben, unterer Muschelkalk an.

Da, wie auf pag. 255 beschrieben, zwischen Blumone di mezzo, Malga Scaletta und dem Lajonebach das ganze Schichtprofil vom Muschelkalk bis zum Esinomarmor entblößt ist, darüber aber am Wege zum Lago della Vacca noch einmal Muschelkalk, Reitzischichten, Wengener Schichten und Esinomarmor folgen, so muß auf der Westseite des Blumonebaches eine Verwerfung entlang

[1]) Pag. 307, Anm. 1.

[2]) Andernfalls müßte der Esinomarmor hier eine für die Adamellogruppe ganz ungewöhnliche Mächtigkeit haben, oder das obere dunkle Band müßte zu den Raibler Schichten, der obere weiße Marmor zum Hauptdolomit gehören, eine Annahme, die mir jetzt nachträglich ziemlich viel für sich zu haben scheint, die aber im Text noch nicht berücksichtigt ist.

streichen, die, wie es in dem vorstehenden schematischen Profil Fig. 72 und in Fig. 71 dargestellt ist, die Antiklinale des Blumonebaches von der oberen Esinomarmorzone des östlichen Cornonehanges trennt.

In der vorstehenden Darstellung ist also der strenge Beweis für die Auffassung der Zone als Antiklinale nicht erbracht, weil die höheren Hänge des O-Ufer nicht besucht werden konnten. Doch glaube ich trotzdem keinen wesentlichen Fehler in der Deutung der Schichten gemacht zu haben. Selbst wenn man bei dem jetzigen Kenntnisstande die Antiklinale nicht als solche berücksichtigen wollte, würde das doch an der Bedeutung der Sedimentzone des Blumonetales für die Auffassung des Adamellomassives nichts ändern.

Nachträglich möchte ich hervorheben, daß die vorstehenden Schilderungen eine ganze Anzahl von Beobachtungen über dunkle Eruptivgänge, welche die Sedimentzone durchsetzen, nicht enthalten. Ihre Zahl ist eben so groß, daß ich an Ort und Stelle nicht Zeit zu genaueren Feststellungen hatte und daß ihre Anführung im einzelnen verwirren würde.

Auch möchte ich bemerken, daß der Tonalit beider Gehänge des Cornone, sowohl oberhalb Blumone di sopra wie gegen Lajone ganz ungewöhnlich schlierige Beschaffenheit besitzt. Varietäten mit Hornblenden von mehreren Zentimetern Länge, zum Teil den sogenannten „Dioritpegmatiten" oder „Riesentonaliten" entsprechend, durchsetzen den normalen Tonalit in gangartigen Massen, bilden aber auch rundliche „Ausscheidungen" in ihm und dienen in konglomeratartigen Anhäufungen von feinkörnigen rundlichen Schlierenknödeln als Zement. An einer gangartigen Masse beobachtete ich, daß die fast das ganze Gebilde zusammensetzenden langgestreckten 4—5 *cm* langen Hornblenden fast alle untereinander parallel und senkrecht zum Salband angeordnet waren, dabei aber scharf an dem gewöhnlichen Tonalit absetzten. Ein andermal sammelte ich eine Ader von kürzeren, gedrungeneren Hornblenden, die aber gleichfalls hauptsächlich senkrecht oder doch mit großen Winkeln zum Salband stehen. Hier am Cornone treten auch die mir zuerst von Riva übergebenen Varietäten auf, in denen ich einen Pyroxen nachweisen konnte [1].

Eine genauere Untersuchung der Hänge des Cornone wird für das Studium der Differenzierungserscheinungen im Tonalit besonders empfehlenswert sein.

Im Anschluß an die vorstehende Schilderung möchte ich noch einmal hervorheben, daß schon Curioni [2]) eine in vielen Punkten gute Schilderung der geologischen Verhältnisse des Blumonetales gab, wenn ihm auch natürlich die Deutung der metamorphen Sedimente noch nicht gelingen konnte. Er beobachtete bei Blumone di sotto den als „calcare farinoso" bezeichneten Kalk [3]) in geringem Abstand vom Tonalit, traf auf dem Wege nach Blumone di mezzo „calcaree nere in banchi eretti e sconcertati" (meinen Muschelkalk) und beachtete an vielen Stellen die Zone der Wengener Schichten. Er bezeichnet sie als „scisti neri e rubiginosi". Oberhalb Blumone di sopra traf er die Zone des Esinomarmors an, „una vasta zona di calcarea candida saccaroide". Die „roccia ferruginosa", auf die ihn Ragazzoni unterhalb Blumone di sopra aufmerksam machte, entspricht den auch von mir angetroffenen rostbraun verwitternden Eruptivgesteinen.

---

[1]) Vergl. Salomon 1897, II., pag. 173; und 1899, I., pag. 34.

[2]) 1872, pag 343–345.

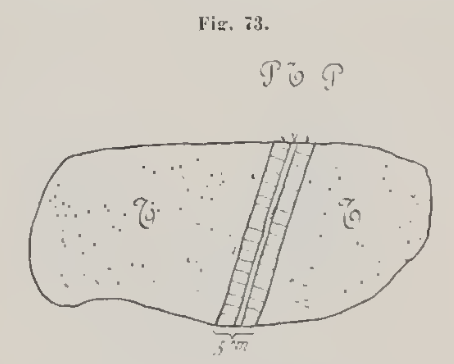
[3]) Unter „calcare farinoso" versteht Curioni sonst den Zellenkalk. Wenn der betreffende Aufschluß wirklich daraus bestünde, würde das für die Tektonik der Zone sehr wichtig sein.

XVI. 4. Piazze in Val Pallobia—Val Paghera—Val di Dois—Passo della Rossola—Malga del Gelo—Val di Leno—Boazzo.

(Vergl. *G*, *O* 25 und Blätter Niardo, Capo di Ponte und M. Bruffione von *J* 25.)

Die Lage von Piazze ist schon auf pag. 49 beschrieben worden. Die Tonalitgrenze ist auf der Hochfläche selbst verdeckt. Geht man aber nach Osten zu den Case Faëtto [1]), so trifft man noch vor diesen NNO streichende, steil W fallende Marmorschichten an. Beim Übergange über den Pallobiabach vor Faëtto liegt ein interessanter, in der beistehenden Skizze abgebildeter Tonalitblock. Er ist von zwei genau parallelen Pegmatitaplitgängen durchzogen, die in der Mitte eine nur 1 *cm* breite Tonalitplatte umfassen. Dabei nimmt in dem einen Gange, wie ich an einem mitgebrachten Stückchen erkenne, der Pegmatit die Salbänder ein, während die Mitte aus Aplit besteht. Ob sich, wie anzunehmen, dieselbe Verteilung auch in dem zweiten Gange findet, kann ich nicht mehr feststellen. Der Block beweist, daß die Klüftbarkeit des Tonalites schon unmittelbar nach seiner Erstarrung vorhanden war, und zwar noch vor Ausscheidung der im Magmasaft gelösten Bestandteile.

Fig. 73.



Tonalitblock mit zwei parallelen Pegmatit-Aplitgängen bei Case Faëtto in Val Pallobia
T = Tonalit. — *P* = Pegmatit-Aplit

Von Faëtto an trägt das Tal den Namen Val Paghera. Bei der weiteren Wanderung auf dem am linken Ufer entlang führenden Wege machte ich die auf pag. 69 dargestellten Beobachtungen über den Aufbau des Badile und zeichnete die dort mitgeteilte Skizze, Fig. 20. Später gelangt man in den breiten schuttbedeckten Talhintergrund, über dem sich die Tonalitmauer des Listinokammes erhebt. Es ist hier schon bei einer oberflächlichen Betrachtung sehr auffällig, wie wenig sich die einzelnen Gipfel und Einschnitte dieser Felsmauer an Höhe unterscheiden. Ich führe der Reihe nach die auf *J* 25 angegebenen Höhenzahlen auf: Cima di Lajone 2765, unbenannter Gipfel 2741, Monte Listino 2750, Passo del Listino 2635, Passo della Monoccola 2601, Monte Monoccola 2697, unbenannter Gipfel 2670. Dabei ist die Horizontalentfernung der Cima di Lajone von dem letzten unbenannten Gipfel in der Luftlinie 3 *km*.

Das Bild Taf. V, Fig. 1 zeigt diese Verhältnisse, die im allgemeinen Teil erklärt werden sollen, sehr deutlich.

Finkelstein (1889) hat eine aus größerer Nähe aufgenommene hübsche Skizze des Listinokares publiziert, die gleichfalls die geringe Schartentiefe deutlich zum Ausdruck bringt.

[1]) *J* 25, auf *G* unbenannt (Fallzeichen).

(pag. 308) und hat diese besonders hervorgehoben [1]). Der in dem Bilde dargestellte Hintergrund der Val Paghera läßt rechts und links zwei tiefe Taleinschnitte erkennen, die Val di Dois und die Val di Mare. Die Bäche bringen aus beiden nur Tonalit und dessen Nebengesteine heraus. Die Val di Dois ist der Ort, von dem ich schon 1891 (L. pag. 415) den sogenannten Riesentonalit beschrieben habe. Beim Aufstieg findet man ihn eine Strecke weit in Blöcken und anstehend sehr häufig. Weiter oben verschwindet er ganz und gar. Es sind dieselben Gesteinsvarietäten, die schon vom Cornone erwähnt wurden (pag. 252 u. 263). Aber die Hornblenden erreichen hier stellenweise mehr als 30 *cm* Länge und mitunter über 5 *cm* Dicke bei entsprechender Entwicklung der Feldspäte. Ich habe mich bemüht bei dem Aufstieg die Lagerungsform der sonderbaren Gesteinsart festzustellen, kann aber nur das Folgende darüber aussagen. Sie bildet meist unregelmäßig begrenzte, gewöhnlich deutlich von dem normalen Tonalit unterscheidbare Partien von bald rundlichen, bald unregelmäßig verlängerten, aber auch eckigen Formen. Seltener sah ich sie in parallel begrenzten, gangartigen Massen. In diesen stehen aber dann die Hornblenden annähernd parallel (? senkrecht zum Salband). Das erweckte in mir zuerst die Vorstellung, daß es Tonalitpegmatite sein könnten; und doch macht alles übrige, was ich in der Val di Dois sah, mehr den Eindruck von Schlieren. Eine wirklich scharfe Begrenzung fehlt.

Übrigens sind Varietäten mit so großen Hornblenden, wie vorher angegeben, nicht häufig. Viel gemeiner sind Vorkommnisse mit wesentlich kleineren Hornblenden und entsprechenden anderen Gemengteilen, wie das auf pag. 263 vom Cornone beschrieben wurde. Aber auch diese normaleren Varietäten des Riesentonalites sind meist schlierig im Tonalit verteilt. Nur selten machen sie den Eindruck von jüngeren Adern, eher den von Schlierengängen.

Einige Zeit nachdem man die Region des Riesentonalites durchschritten hat, gelangt man zu einer Stelle des rechten Ufers, an der der Boden ganz mit graugrünen Schlacken, die wie Kupferschlacken aussehen, bestreut ist. Es dürfte hier wohl eine Ader eines Kupfererzes anstehen und probeweise verhüttet worden sein. Auf der linken Seite erhebt sich der Ausläufer des Kammes der „Corni del Pallone" (*J* 25 [2]) als steiler, kühner, wie Marmor weiß schimmernder Fels. Er besteht aber nur aus Tonalit von ungewöhnlich heller Farbe der Oberfläche; und ebenso besteht der ganze Kamm von der Cima di Mesamalga bis hinauf zum Frisozzo und die ganze linke Talseite mit Ausnahme der Rossola aus Tonalit. Auf meinem Wege fand ich diesen im Tale überall hornblendeführend, aber nur im untersten Tale, in der Region des Riesentonalites, hornblendereich. Ja, oberhalb der Malga di Dois enthält er stellenweise nur wenig von diesem Mineral. In den Corni del Pallone und von dort bis aufwärts zum Rossolawege ist er steil gebankt und die Klüfte sind der Talfurche parallel orientiert, aber etwas gegen sie geneigt.

Nicht selten setzen in dem Tonalit Gänge von dunklen Intrusivgesteinen (Nr. 547) sowie von hellen Pegmatiten und Apliten (Nr. 546) auf. Schlierenknödel sind oft massenhaft vertreten.

Der Weg zum Passo della Rossola zeigt dieselben Gesteine wie der Talabschnitt unterhalb. Dunkle Intrusivgänge sind ziemlich häufig. Ich sammelte an dem Wege und nördlich von ihm drei Proben (551—553).

Der Paß selbst ist in dem umstehenden Bilde Fig. 74 dargestellt.

[1]) Mittlere Spitzenhöhe zwischen Passo del Listino und Monte Stabio nach ihm 2650, mittlere Schartenhöhe 2540 *m* (pag. 310).

[2]) Kamm neben „Malga Monoccola" auf *G*.

Unmittelbar nördlich des Paßeinschnittes beginnt der Tonalit. Südlich folgt zunächst ein mäßig hoher, in dem Bilde nur zum Teil noch dargestellter Buckel, den ich „Gobba della Rossola" nennen will, dann ein Einschnitt, der etwas höher liegt als der Paß, und endlich der eigentliche Monte della Rossola[1]). Dieser ist in dem nebenstehenden Bilde 75 wiedergegeben.

Die Gobba della Rossola untersuchte ich an Ort und Stelle, während ich den Monte della Rossola nicht betreten habe, sondern nur auf der Ostseite des Kammes ein Stück unter ihm entlang ging. Doch gestatteten das Aussehen der Felsbildungen bei dem geringen Horizontalabstand und die von den steilen Wänden herunterbröckelnden Stücke sichere Schlüsse.

Die Gobba und der Monte bestehen aus Marmor mit beinahe horizontalen weißen Bändern von Apophysentonalit und ziemlich unregelmäßig verteilten rotbraunen Partien. Eines der weißen



Fig. 74.



Passo della Rossola (2595 *m*) von Westen. Rest der alten Ethmolithkruste.
T = Tonalit. — *M* = unterer Muschelkalk (bei x in deutlich erkennbarer vertikaler Stellung).
Hörich phot.

Bänder ist im Bild Nr. 75 deutlich erkennbar und mit *T* bezeichnet. Die rotbraunen Massen gehören Intrusivgesteinen an, die bei der Verwitterung diese Farbe annehmen und dadurch dem Berge seinen Namen verschafft haben. Die Schichten des Marmors stehen senkrecht und streichen, wie man schon aus der Entfernung erkennt, annähernd senkrecht zum Kamm. Der Marmor setzt sich nach Westen nur eine ganz kleine Strecke talwärts fort, da in seinem Streichen das zu den Laghetti della Rossola führende tief eingeschnittene Tal liegt und in diesem die Erosion gleich westlich des Kammes tief unter die Auflagerungsfläche eingeschnitten hat. Man sieht daher schon in geringem Abstand vom Kamm eine Tonalitklippenreihe quer über das Tal ziehen. Aller Wahrscheinlichkeit nach setzte sich aber die Marmorzone ursprünglich weiter nach Westen fort und

[1]) Über die Nomenklatur auf *G* vergl. pag. 258, Anm. 1.

bildete infolge ihrer geringeren chemischen und mechanischen Widerstandskraft den Anlaß zur Herausbildung der Talfurche.

Geht man an die auf Bild Nr. 74 mit x bezeichnete Stelle heran, so trifft man dort die annähernd vertikalen, aber wie an der Cima di Blumone und in der äußeren Val Pallobia im Zickzack gefalteten Marmorschichten des unteren Muschelkalkes. An einer Stelle maß ich in ihnen



Fig. 75.



Monte della Rossola (2631 *m*) von NW. Rest der alten Ethmolithkruste.
Vertikal gestellter Muschelkalk mit flachen Apophysen-Tonalit-Bändern (*T*).
Sal phot.

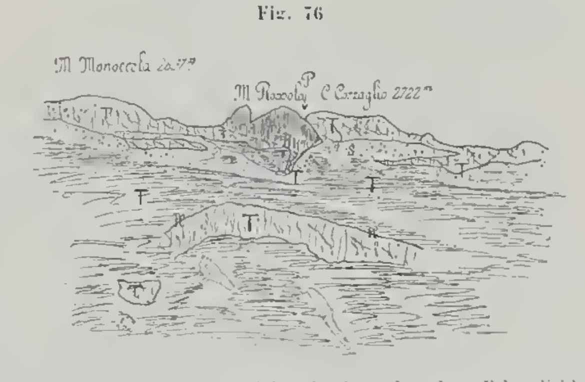
genau N 85 W-Streichen. Der Muschelkalkmarmor ist reich an Granat, Vesuvian, dunklem Glimmer usw. Er ist an vielen Stellen von den rotbraunen Eruptivgängen parallel zu den Schichtflächen, aber auch schief zu ihnen durchzogen. Die größeren Massen dieser sehr auffälligen Gesteine heben sich auch in dem Bilde durch ihre dunkle Farbe ab.

Von der Paßhöhe hat man einen prachtvollen Überblick über Carè alto, Cima di Valbona, Bagolo, Uza und Doss' dei Morti. Man kann an klaren Tagen die auf *G* dargestellte Verteilung der Trias und des Tonalites trotz der weiten Entfernung deutlich erkennen.

Auf der Ostseite des Passes zieht sich ein auf *G* und *O* 25 deutlicher, auf letzterer Karte vom Punkte 2524 ausgehender Felssporn nach OSO herunter. An ihm führt der Weg entlang. Man trifft dort gleich unterhalb des Spornes zwei dunkle Eruptivgänge, die wahrscheinlich durch Gabelung eines einzigen entstanden sind. Sie streichen N 45 O. Der eine steht senkrecht, der andere fällt ganz steil nach N ein. Ob diese Gänge dieselben sind, die ich schon 1890 bei einem im dichten Nebel gemachten Übergange über den Paß sammelte und Riva zur Untersuchung überließ [1], das weiß ich nicht. Die Zahl dieser dunklen Gänge scheint sehr groß zu sein. Denn Riva, der später auch die Rossola besuchte, um die Gänge zu sammeln, zitiert eine große Anzahl von ihnen und reiht sie bei den Dioritporphyriten (zum Teil Suldeniten) und Odiniten ein [2].

Bei dem Abstieg sieht man prachtvoll die Auflagerung des Marmors auf dem Tonalit. Dieser bildet die tieferen Teile des Spornes; und man sieht nun nicht bloß in einem Anschnitt, sondern rings um den Vorsprung herum, wie der Muschelkalk trotz seiner steilen Schichtstellung mit meist ganz flach wellig gebogener, seltener eckig ausspringender Auflagerungsfläche von dem Tonalit getragen wird. Ich

Fig. 76



Ansicht der Rossola von Malga del Gelo. Rest der alten Ethmolithkruste

P — Passo della Rossola. — *R* — Plateaurand. — *T* — Tonalit. — *S* — Schutt

Die vertikal gestrichelten Felsen des Monte della Rossola bestehen aus steil stehendem Muschelkalk

habe ein Profil der Rossola, das diese bedeutungsvolle Tatsache zeigt, bereits 1903, pag. 308, publiziert, möchte es aber noch durch das auf Taf. V, Fig. 2 befindliche Bild und die von der Malga del Gelo aufgenommene Konturskizze Nr. 76 ergänzen.

In der Skizze Fig. 76 sieht man nicht den Paßeinschnitt selbst, weil dieser von dem vorspringenden Muschelkalksporn verdeckt wird. Der unbenannte Gipfel nördlich des Passes, der auf *G* und *O* 25, wie schon erwähnt, die Bezeichnung M. Rossola zu Unrecht trägt, besteht ganz aus Tonalit. Ich nenne ihn zu Ehren Cozzaglios „Cima di Cozzaglio".

Geht man auf der Ostseite der Rossola unter dem Muschelkalksporn herum, so trifft man zahllose von den steilen Wänden heruntergestürzte Stücke von Muschelkalk und den rotbraunen Eruptivgesteinen. Doch sah ich kein einziges Stück, das auf Esinokalk, Wengener, Reitzi- oder Werfener Schichten zu beziehen wäre. Es ist also in der Rossola jedenfalls nur Muschelkalk

[1] Riva, 1896, I, pag. 226 u. 193.

[2] 1897, pag. 4, 6, 9, 11, 24 d. Sonderabdruckes

vertreten. Die weißen Bander von Apophysentonalit sind auch auf der Ostseite darin zu erkennen.

Bei meinem ersten Besuche hatte ich leider dichten Nebel. Ich ging damals unter Führung eines Senners vom oberen Lenotal direkt zum Passe hinauf und schloß aus dem Auftreten großer Blöcke weit unterhalb des Passes darauf, daß auch dort Schollen von Muschelkalk im Tonalit eingeschlossen seien. Bei meinem zweiten Besuche sah ich die Rossola nur von der Malga del Gelo, glaubte aber von unten zu erkennen, daß einige auffallend helle Partien unterhalb der eigentlichen Rossola und mitten im Tonalitgebiet diesen „Marmorschollen" entsprachen. Auf diesen Daten beruhte die kartographische Darstellung, die ich 1899 (I., pag. 36) veröffentlichte. Als ich aber 1902 endlich bei klarem Wetter die Gehänge unter der Rossola gegen Malga Predon hin begehen konnte, fand ich keine anstehenden Schollen, sondern nur zerstreute Blöcke. Auch bei sorgfältigem Absuchen der Gehänge mit dem Triëderbinokel sah ich nur Tonalit. Es ist mir daher jetzt wahrscheinlich, daß die weißen Stellen von besonders frischem Tonalit herrühren. Auf dem ganzen Wege bis Predon steht in der weiten, glazial flach abgeschliffenen und nur von einer kümmerlichen Vegetation [1]) bedeckten Plateaufläche normaler Tonalit mit Adern und Gängen von Pegmatit, Aplit [2]), mit dunklen Intrusivgängen und mit Schlierenknödeln an. Einer der Pegmatitgänge besteht aus großen roten Feldspatindividuen und weißen Quarzen, während sonst im Adamello die Feldspäte der Pegmatite weiß zu sein pflegen.

Unmittelbar vor der Malga Predon ist der Tonalit in ungewöhnlichem Maße in nur $1\frac{1}{2}$ bis 3 *dm* dünne mit etwa 70° nach NO fallende Platten zerspalten. Beim Abstieg von Predon nach Gelo beobachtete ich nur Tonalit. Geht man aber auf dem linken Ufer des Hauptbaches von der Malga del Gelo talabwärts, so trifft man im Tonalitgebiet Schollen von Granathornfels mit Chabasitkristallchen. Diese auf *G* wegen ihrer geringen Größe nicht mehr zum Ausdruck kommenden Schollen stellen die letzten Ausläufer des Blumonetriaskeiles und das Bindeglied zwischen diesem und der Rossolascholle dar.

Geht man von dort das Lenotal hinunter und steigt über die steile Stufe in das übertiefte Haupttal nach Boazzo ab, so trifft man nur noch Tonalit mit seinen zugehörigen Gängen an.

XVII. Die Triasstirn des südwestlichen Tonalitspornes von Val Caffaro bis Astrio—Prestine.

XVII. A. Tonalitzunge des M. Mattoni und Triasgebiet von Cadino, Croce Domini und Valbuona (di Campolaro).

(Vergl. *G*.)

Ein Blick auf *G* zeigt, daß die Triaszone des Monte Frerone den südwestlichen Teil des Tonalitmassives in die Zungen des Monte Mattoni (2274) und des Alta Guardia (2226) teilt. Es sind das die letzten, niedrigsten und am leichtesten zugänglichen Ausläufer des ganzen Tonalitmassives. Sie sind zusammen mit ihrem Triassaume von Finkelstein kurz, aber vortrefflich beschrieben worden, so daß im folgenden auf die betreffende Darstellung oft verwiesen werden muß.

[1]) Vielfach sind Moore entwickelt.

[2]) Riva (1897), pag. 26, beschreibt einen Aplit aus Tonalit der Rossolagegend.

XVII. A. 1. Lajone di mezzo—Corno Bianco[1])—M. Colombine.

(Vergl. *G* und die Blätter Niardo und M. Colombine von *J* 25.)

(Siehe die Abbildung Taf. VI, Fig. 1.)

Geht man von Lajone di mezzo auf der Nordseite des Colombinekessels zum Nordende des Corno Bianco-Kammes und begeht dessen Hang bis zur Südspitze, so trifft man anstehend, abgesehen von etwas Tonalit, nur Esinomarmor. Das ganze Corno Bianco besteht daraus; und zwar fallen seine Schichten mit etwas mehr als mittlerer Neigung nach WNW unter den Tonalit ein. Der Berg verdankt seinen Namen dem herrlichen, schneeweißen, nur auf der Oberfläche zerbröckelten Statuenmarmor. Es ist schade, daß die Abgelegenheit der Fundstelle einer Ausbeutung im Wege steht. Ich möchte aber doch darauf hinweisen, daß die Abfuhr mittels einer Hängebahn bis zum Talboden des Caffarotales und die Anlage einer Feldbahn bis Storo einen lohnenden Betrieb ermöglichen wird, sobald Judikarien eine Bahnverbindung besitzt. Südlich des Corno Bianco ist zwischen diesem und dem nördlichsten Ausläufer des M. Colombine ein unbenannter Paßeinschnitt (etwa 2010 *m*)[2]), von dem aus der schmale Kamm des Colombine erst in SO-, dann in S-Richtung bis zu dem 2158 *m* hohen Nordgipfel ansteigt. Bei der Neigung der Schichten sollte man erwarten, etwa in dem Paßeinschnitt die Wengener oder Reitzischichten anzutreffen. Ich konnte aber dort und an dem Colombinekamm nicht einmal Lesestücke von ihnen finden. Auch typischen oberen Muschelkalk sah ich nicht. Vielmehr besteht der ganze Kamm bis noch weit hinter den Gipfel aus einem konkordanten unter den Esinomarmor einfallenden System von dunklen Dolomit- und Kalkbänken mit wohl nur seltenen tonigen Zwischenlagen. Dolomit herrscht vor. Die Gesteine sind feinkörnig, schimmern etwas und zeigen oft eine ganz dünne, der Schichtung entsprechende Liniierung. Mitunter wechsellagern hellere Bänke mit den dunkleren. An zwei Stellen sah ich dünne Rauchwackenbänke eingeschaltet. Das ganze System fällt viel flacher als die Schichten des Corno Bianco und ist ungefähr nach NW geneigt. An einer Stelle sah ich in schwarzem Dolomit deutliche kleine Diploporen. Im allersüdlichsten, also tiefsten Teile des Systemes traf ich ein paar Dolomitbreccienbänke zwischen die anderen Schichten eingeschaltet an. Dann folgt auf dem Kamm ein unzugänglicher Gipfel, der aus Zellenkalk vom Typus des Eltodolomites (vergl. pag. 104—106) besteht und nur relativ wenig Rauchwacke enthält. Auf der ganzen Kammwanderung sieht man unter den schwarzen Bänken auf der gegen das Caffarotal gekehrten Seite die gelbe Farbe des Zellenkalkes aus den furchtbaren Abstürzen heraufleuchten. Er zieht sich dort bis in den Talkessel von Lajone di mezzo hinein. Auch auf der Westseite des Colombinekammes kann man ihn eine Strecke weit unter den schwarzen Bildungen nach Norden streichen sehen; und bei Malga Banca di Cadino sieht man gelbe Felsen im Bachbett (vergl. aber auch die Beschreibung des Cadinotales). Es kann bei der geschilderten Lagerung kein Zweifel darüber bestehen, daß der dunkle Schichtenkomplex des Colombine den ganzen Muschelkalk, ja vielleicht sogar noch die Reitzischichten repräsentiert. Anderseits ist seine petrographische Beschaffenheit ganz abweichend von der des judikarischen und nicht minder auch von der des camunischen Muschelkalkes[3]). Rauchwackenbänke schienen allerdings auch oberhalb Prezzo in ihm unter ähnlichen Verhältnissen aufzutreten (vergl. pag. 194). Dennoch würde ich es ohne die klare Lagerung nie gewagt haben den Komplex als Muschelkalk zu bezeichnen.

[1]) So heißt der Felsberg 2122 von *J* 25. Er ist auf *G* nur durch eine Felssignatur westlich des „*M*“ von „Mga. Lajone“ angedeutet. Das Fallzeichen steht darauf. Vergl. auch Bild Taf. VI, Fig. 1.

[2]) Auf dem Bilde mit „*a*“ bezeichnet.

[3]) Auch mit den Raibler Schichten von Malegno und Bruffione besteht keine Ähnlichkeit.

Das letzte Stück des Colombinekammes bis zu den gegen die Goletta di Gavero gekehrten Schutthalden besteht ganz aus grauen Dolomiten und Kalken vom Aussehen des Esinokalkes. Diese Ablagerungen bilden aber unzweifelhaft die unmittelbare, in den steilen Abstürzen der Ostseite direkt verfolgbare Fortsetzung der gelben, aus typischem Zellenkalk bestehenden Felswände unter dem schwarzen System. Der Zellenkalk ist hier eben in der Eltofazies und in ganz ungewöhnlicher Mächtigkeit entwickelt. Er führt auch Versteinerungen. Ich sah, obwohl ich zum systematischen Suchen keine Zeit hatte, viele schlechte Reste von Fossilien, hauptsächlich Echinodermen, daneben auch einmal eine lithodendronartige Koralle.

XVII. A. 2. Malga Gavero Goletta di Gavero—Malga Misa—Malga Campras di sopra.

(Vergl. *G* und die Blätter M. Colombine, M. Bruffione und Costone delle Cornelle von *J* 25.)

Goletta di Gavero ist der nur etwa 1800 *m* hohe, auf *G* unbenannte Paßeinschnitt zwischen M. Colombine und Monte Misa. Malga Campras di sopra ist die auf *G* als „Mga Campras" bezeichnete Hütte. Malga Misa (*J* 25) ist auf *G* nicht eingetragen, liegt aber in dem auch auf *G* erkennbaren N-Kar des Monte Misa.

Auf dem Wege, der von der Malga Gavero zum Passe führt, geht es zuerst über die alluvialen Aufschüttungen des Talbodens, dann über die ebenfalls jungen Schuttmassen des Paßtälchens hinweg; und erst spät erreicht man die zum Passe hinauf geleitenden Zellenkalkaufschlüsse. Da ich aus der Ferne in den im Bilde Taf. VI, Fig. 1 sichtbaren Runsen der Südostseite des Colombine stellenweise rötliche Nuancen des Schuttes beobachtet hatte, so stieg ich bei einem zweiten Besuche von der Malga Gavero schräg am Gehänge hinauf, fand aber schon in der SW von der Hütte gelegenen Runse in 1610 *m* Höhe als ersten Aufschluß Zellenkalk. Auch die Felsen an dem Bergvorsprung zwischen der auf dem Bilde erkennbaren großen Schuttrunse des Colombine und dem gegen die Malga Gavero gekehrten Hange bestehen aus Zellenkalk. Die Werfener Schichten sind also dort und ebenso gegen die Goletta hin nirgends aufgeschlossen. Auf der Paßhöhe beobachteten Gümbel (1879, pag. 177) und Riva (1896, I., pag. 194 und 227) einen Gang von Hornblendeporphyrit, von dem ich nur Blöcke westlich der Paßhöhe fand (Nr. 410).

Südlich der Paßhöhe trifft man auf dem Wege nach Malga Misa erst gleichfalls typischen Zellenkalk und dann Breccien, die entweder zu diesem gehören oder diluvialen Alters sind. Die Misahütte selbst liegt noch auf Zellenkalk. Die beiden Karlehnen aber, die unmittelbar hinter ihr in die Höhe ziehen, werden bereits von Werfener Schichten gebildet. In diesen maß ich in einer Runse, die sich östlich von Misa gegen den Caffaro hinunterzieht, N 55 W-Streichen und mittleres NO-Fallen. Verläßt man die Runse nach einiger Zeit und steigt nach N gegen Campras di sopra ab, so trifft man in 1555 *m* Höhe die Myophorienbank der Werfener Schichten genau in der Ausbildung von Esine in der Val Camonica an. Kurz vor Campras di sopra maß ich N 85 W-Streichen bei mittlerem N-Fallen. Es dürfte das etwa der normalen Orientierung der Schichten entsprechen.

Ich habe auf *G* einen Bruch innerhalb des Zellenkalkes der Goletta eingezeichnet, weil meiner Ansicht nach der Zellenkalk nicht so mächtig sein kann, daß er bei der herrschenden Schichtneigung das ganze Terrain von Malga Misa bis hoch auf den Colombinekamm zusammensetzen könnte. Auch macht es die komplizierte Tektonik des rechten Caffaroufers wahrscheinlich, daß auch westlich Störungen vorhanden sind; und es ist anzunehmen, daß unter den kolossalen Schutthalden des Colombine-Osthanges Werfener Schichten verborgen sind, die zur Goletta del Gavero heraufstreichend von dem Bruche unter dem Alluvium abgeschnitten werden. Außer diesem „Golettabruche" muß aber noch ein zweiter Bruch vorhanden sein, der die Werfener Schichten

und das Perm des Misa gegen den Zellenkalk stoßen läßt. (Vergl. G.) Ich will ihn den Misabruch nennen.

Geht man nämlich von der Goletta am Osthange des Cadinotales nach S, so trifft man nach Überschreitung einiger Grasrunsen ungefähr gegenüber von Gera bassa Zellenkalk hoch am Gehänge; und von der Westseite des Tales erkennt man, daß auch in dem noch südlicher als der beschriebene Aufschluß gelegenen Tälchen Zellenkalk ansteht. Die Werfener Schichten und das Perm des Misa streichen aber unmittelbar auf den Zellenkalk zu. Ob dieser Misabruch eine größere tektonische Bedeutung hat oder nur eine jener unbedeutenden, fast überall in den Zellenkalkterritorien zu findenden und von der leichten Zerstörung dieses Gesteines bedingten Verschiebungen ist, das kann ich nicht entscheiden.

XVII. A. 3. Val Cadino.

(Vergl. G und die Blätter M. Colombine und Niardo von J 25.)

Den Abschnitt des Tales unterhalb der Goletta di Gavero habe ich nicht begangen. Gümbel (1879, pag. 177) beschreibt ihn kurz. Er gibt an, daß bei Gera bassa „unter der Rauhwacke (sc. Zellenkalk) die Mergelschiefer der Campiler und Seiser Schichten auftauchen“ und daß darunter dasselbe Profil folgt, das wir schon aus dem Hauptabschnitt des Caffarotales kennen.

Auf dem Wege von der Goletta di Gavero zur Goletta di Cadino [1]) überschreitet man zuerst die jungen, den Talboden bildenden Schuttmassen und trifft dann beim Aufstieg auf beiden Seiten Aufschlüsse von Zellenkalk, die links bis zum Kamme anhalten, rechts oft von dem Muschelkalkschutt des unbenannten Gipfels 2241 (J 25) überrollt und verdeckt werden. In diesen Schutthalden sammelte ich Stücke eines Eruptivganges (98, XVI. 2.) mit größeren Feldspateinsprenglingen. Er setzt offenbar im Muschelkalk auf.

Geht man von der Goletta di Cadino oben am Hange über Malga dei Dossi entlang ins Cadinotal hinein, so trifft man hinter der Bergecke keinen Zellenkalk mehr, sondern nur Muschelkalk. Dieser enthält ähnlich wie der deutsche Wellen- und Nodosuskalk sehr viel Schlangenwülste. Unmittelbar bei der Malga Banca di Cadino brechen am Hauptbache starke Quellen hervor. Die Felsen dort bestehen aus knolligem, dick- bis dünnbankigem Muschelkalk mit wenig tonigen Zwischenlagen. Er hat eine ganz andere petrographische Beschaffenheit als der Muschelkalk des Colombine. Sein Fallen ist mit etwa 30° nach NNO gerichtet. Ich glaube kaum, daß die gelben Felsen, die ich, wie auf pag. 270 berichtet, vom Colombinekamm aus bei Malga Banca di Cadino im Bachbett sah, diese Muschelkalkfelsen sind, sondern möchte glauben, daß sie etwas unterhalb gelegenenen Aufschlüssen von Zellenkalk entsprechen. Doch wäre ein Irrtum bei der Beobachtung aus der Ferne möglich.

Ich ging 1898 auf dem östlich des Monte dei Dossi nahe dem Bache entlang führenden Wege nach Malga Cadino di sotto und durchquerte auf diesem Wege die ganze Schichtfolge bis zum Esinomarmor und Tonalit. Typische Reitzi- und Wengener Schichten sah ich allerdings dabei ebensowenig wie am Colombine; wohl aber schienen mir im Monte dei Dossi die echten Prezzokalke mit ihren dicken tonigen Zwischenlagen vertreten zu sein; und ebenso ist der Esinomarmor ganz unverkennbar. Er ist ganz frei von tonigen Zwischenlagen, schneeweiß, feinkörnig und steht dem carrarischen Marmor an Schönheit nicht nach. Sicher wird einst eine Zeit kommen, wo man diese herrlichen Lager benutzen und durch ihre Ausbeutung Hunderten von Menschen Lebensunterhalt in diesen jetzt öden Gegenden verschaffen wird. Der Tonalit ist am Kontakte frei oder doch sehr arm an Hornblende,

[1]) Etwa beim i-Punkt des ersten „i“ von „Croce Domini“ auf G.

enthält auch wenig Schlierenknödel. Resorptionserscheinungen scheinen ganz zu fehlen. Die Kontaktmetamorphose der Sedimente konnte ich makroskopisch bis zu der auf *G* eingezeichneten Stelle südlich des Monte dei Dossi nachweisen. Geht man von Cadino di sotto zu dem auf *G* ersichtlichen Tonalitsporn südlich des Corno Bianco (vergl. pag. 270), so beobachtet man, daß der Tonalit etwas Hornblende führt und daß die Platten des Esinomarmors ziemlich steil in WNW- bis NW-Richtung unter ihn einfallen. NW des Corno Bianco ist eine Wand, die ganz aus sehr hornblendearmem Tonalit besteht, in dem eine enorme Zahl von Schlierenknödeln parallel der Wandfläche verflößt ist. Die Wandfläche und die Verflößungsrichtung entsprechen aber nicht der Kontaktfläche.

Die Landschaft der Umgebungen von Cadino di sotto und di sopra ist ganz eigenartig. Zwischen beiden liegt eine steile, etwa 100 *m* hohe Stufe, die in den Tonalit eingeschnitten ist. Sowohl darüber wie darunter vermißt man aber ganz und gar ein eigentlich ausgeprägtes Talsystem. Es sind vielmehr weite plateauartige Flächen mit zahllosen unbedeutenden Felsbuckeln und Becken, gänzlich uncharakteristisch in der Form, weil glazial ab-, beziehungsweise ausgeschliffen. Es hält unter diesen Umständen sehr schwer, sich selbst mit Hilfe von Kompaß und *J* 25 zurechtzufinden. Die Becken sind teils noch als kleine Seen erhalten, teils sind sie in Sümpfe und Moore umgewandelt, teils gänzlich ausgefüllt. Mitten in dem Tonalit und rings von ihm umgeben liegen nun zahlreiche große und kleine Fetzen und Schollen von Esinomarmor[1]), scheinbar gänzlich ohne Regel. Sie



Fig. 77.



Apophyse von Tonalit im Esinomarmor. Cadinotal.

konnten auf *G* nur zum kleinsten Teil und nur ganz schematisch dargestellt werden. Geht man an dem Bache, der durch das „C“ von „Laghi Moje di Cadino“ auf *J* 25 zieht, in NW-Richtung zu dem oberen Plateau hinauf, so trifft man dort nach dem Aufstieg eine große und eine kleine Scholle von dolomitischem Kalkmarmor im Tonalit an. Apophysen von Tonalit dringen in die kleinere Scholle ein und sind zum Teil arm an dunklen Gemengteilen. Resorptionserscheinungen scheinen ganz zu fehlen. Die beistehende Skizze Fig. 77 zeigt die auffällige Form einer dieser Apophysen.

Wahrscheinlich beruht die Kreuzform auf dem Vorhandensein von Schichtung, und Klüftung senkrecht zur Schichtung zur Zeit der Intrusion. Jetzt aber, nach beendeter Metamorphose, sind in der Scholle keinerlei Fugen mehr zu erkennen

Beim Abstieg vom Frerone nach Cadino di sopra zählte ich 1904 in der Buckellandschaft zwischen dieser Hütte und dem Corno Bianco wenigstens zwölf größere isolierte Marmorschollen mitten im Tonalit. Ebenso sah ich auf dem NO-Hange des Monte Cadino einige kleine Marmorschollen, auf dem ONO-Hange aber eine große und mehrere kleine. Die sehr große Marmorscholle des Gipfels von M. Cadino erstreckt sich ein Stück weit am Hange nach Val Cadino hinunter. Ich habe nur einen Teil der Schollen mit Salzsäure prüfen können. Die auf der Nordostseite des alten Sees von Cadino di sopra gelegene kleine Scholle besteht ganz aus Dolomitmarmor, ebenso

[1]) Es ist nicht auszuschließen, daß ein Teil dieser Schollen zum Hauptdolomit gehört.

einige andere zwischen diesem Punkt und dem Corno Bianco gelegene. Doch kommt, wie schon oben angeführt, sicher auch dolomitischer Kalkmarmor und vielleicht auch reiner Kalkmarmor vor. Die Dimensionen der Schollen wechseln von wenigen Kubikmetern bis zu vielen tausenden.

Man könnte nun vielleicht erwarten, daß Beziehungen zwischen den Landschaftsformen und dem Auftreten der Schollen beständen. Das ist indessen anscheinend gar nicht, jedenfalls nicht in merkbarem Maße der Fall. Die Schollen liegen ebenso gut auf den höchsten Punkten der Buckel wie auf ihren Hängen, wie in den Senken. Speziell für die naheliegende Vermutung, daß etwa die Seebecken stets mit Marmorschollen zusammenfielen, läßt sich auch nicht der Schatten eines Beweises erbringen. Es kommt vor; doch ist das Gegenteil entschieden häufiger. Das ganze Landschaftsrelief ist rein glazial. Jeder Versuch einer Erklärung der Beckenbildung durch Wassererosion oder tektonische Kräfte würde hier einfach lächerlich sein, obwohl ich natürlich nicht leugnen will, daß Auflösung des Marmors durch Wasser in einigen Fällen mitgewirkt haben mag. Ich empfehle diese Landschaft den Gegnern der Annahme starker Glazialerosion zur Untersuchung.

Das auf Taf. VII, Fig. 2 befindliche Bild zeigt einen Teil des Talbodens von Cadino di sopra mit den im Tonalit liegenden Marmorschollen. Man vergleiche übrigens auch Bild Taf. VII, Fig. 1, das vom selben Standorte aufgenommen auch noch die weitere Umgebung erkennen läßt.

Die Tonalitwände nördlich Cadino di sopra haben eine sehr auffällige, WNW streichende, ganz steil S fallende Plattung. Der Bach des obersten Talabschnittes verschwindet spurlos in dem Talboden von Cadino di sopra. Es hängt das wohl damit zusammen, daß hier in der Tat in der Senke eine größere Marmorscholle zu liegen scheint. Steigt man östlich von Cadino di sopra in dem längs der Cresta di Finkelstein (vergl. pag. 253) emporführenden Tale aufwärts, so findet man unter den Wänden des im Bilde Nr. 67, pag. 253, dargestellten Marmorvorberges eine größere Anzahl von Stücken einer Breccie, die noch Bröckchen schwarzen Kalkes oder Dolomites enthält. Ob es sich hier um eine diluviale Breccie oder um Einlagerungen von eventuell dort noch vertretenen Raibler Schichten handelt, das weiß ich nicht. Wahrscheinlicher ist wohl das letztere. Der Tonalit, den man auf dem Wege durchschreitet, ist ziemlich hornblendereich. Beim Punkt 2361 (*J* 25) erreicht man nach langem Aufstieg das flache Hochtal des Passes. Ich sah in ihm einen graugrünen Gang vielfach anstehend (98, XVII, 4.) und stieg von dort über hornblendereichen Tonalit mit viel Schlierenknödeln zu dem wunderschönen einsamen Lago della Vacca ab. Über diesen vergl. man pag. 252.

XVII. A. 4. Campolaro Passo della Croce Domini – Goletta di Cadino.

(Vergl. *G* und Blatt M. Colombine von *J* 25.)

Die Osteria di Campolaro, lange Zeit hindurch die einzige und höchst primitive Osteria der ganzen südlichen Adamellogruppe, liegt auf einer wiesenbedeckten Grundmoräne über Zellenkalk. Von hier führt ein vielbenutzter Weg über den Passo della Croce Domini nach Bagolino. Am Ausgang der Val Vajuga (bei Malga Vajuga auf *G*) steht in der Schlucht Grundmoräne an. Wo der Weg aber dann südlich die Brücke des Croce Domini-Baches erreicht und an diesem aufwärts, trifft man bald graue bis grünlichgraue, bald rote Mergel und Schiefertone, glimmerige Sandsteine, gelbe, schwach kalkige Sandsteine und andere Gesteine der Werfener Schichten an. Sie enthalten schlechte Fossilien, fallen mit 5—10° nach OSO und zeigen eine ausgesprochene N 55—70 W streichende, vertikale oder steil S geneigte Klüftung. An der Brücke sind sie etwas gebogen und werden (in etwa 1450 *m* Höhe) vom Zellenkalk überlagert. Nicht weit oberhalb der Brücke erzeugt eine feste,

graue, kalkfreie Sandsteinschicht einen Wasserfall. Über dem Sandstein folgen rote Schiefertone und über diesen hier in 1485 *m* Höhe die ersten Bänke des Zellenkalkes. Dieser ist hier auch neben dem Weg vielfach aufgeschlossen und hält bis zu dem Tälchen an, das auf *G* durch das „*t*" von „Fontanazzo" geht. Die allernntersten Bänke bestehen aus einem kompakten weißgrauen Dolomit; im übrigen aber fand ich fast überall Kalk-, seltener Mergelkalklagen. In den Breccien bestehen die eckigen Bruchstücke zum Teil aus Mergelkalk, zum Teil aus grauem Dolomit und diese Fragmente sind mitunter in dem gewöhnlichen gelben Zellenkalk eingebettet. Echte Rauchwacken mit eckigen Hohlräumen, genau mit denen des mittleren Muschelkalkes im Kraichgau bei Heidelberg übereinstimmend, treten auf, herrschen aber keineswegs vor. Die Schichtung ist in dem ganzen Komplex sehr deutlich, die Schichten liegen flach.

Hinter dem schon erwähnten, auf *G* durch das „*t*" von „Fontanazzo" gehenden Tälchen tritt man plötzlich wieder in Werfener Schichten ein, die hier durch eine Verwerfung in höhere Lage kommen, und zuerst durch die charakteristischen roten Schiefertone und Tonschiefer, dann durch graue und grünliche Mergel vertreten sind. Sie streichen zuerst N 40 W und fallen mit 50—55° abnormerweise nach SW ein. Doch beruht das offenbar nur auf einer lokalen Verbiegung oder Schleppung, da man bald darauf, wo der Weg wieder das Haupttal erreicht, N 55 W-Streichen bei mittlerem NO-Fallen beobachtet[1]. Sie enthalten dort Kalksteinbänkchen und ihre Schichtflächen sind gelegentlich von schlecht erhaltenen Muscheln ganz bedeckt. In ihnen setzt ein etwa 1—2 *m* breiter Gang eines sehr feinkörnigen, offenbar dioritischen Gesteines auf, dessen Streichen und Fallen nicht deutlich ist. (1898, VI. 1. u. 2.) Nach diesem Gange wird das Streichen der Werfener Schichten fast ostwestlich bei steilerem N-Fallen, und zwar folgen sehr bald festere Sandsteinbänke (1—2 *m*), über diesen rote Schiefertone (1—2 *m*), wenig mächtige gelbe mergelige Kalksteine und darüber sofort die untersten Bänke des Zellenkalkes. In dieser Grenzregion setzt ein zweiter, etwa 2 *m* mächtiger Dioritgang auf, von dem ich Material schon 1895 sammelte und R i v a[2]) zur Untersuchung überließ. (1895, IV. 2. und 1898, VI. 3.) Es ist nach R i v a s Untersuchung infolge starker Zersetzung nicht mehr feststellbar, ob der dunkle Gemengteil Glimmer oder Hornblende war. Quarz ist reichlich vorhanden. Die Werfener Schichten streichen neben dem Gange N 80 W und fallen nach N ein. Die alleruntersten Bänke des Zellenkalkes bestehen aus kompakten gelblichen, vielleicht etwas mergeligen Kalken. Über diesen folgen aber sofort die grauen, wohlgeschichteten kompakten Dolomitbänke. In ihnen maß ich WNW-Streichen und ziemlich steiles N-Fallen. Sie sind etwa 3 *m* mächtig. Beim Weitergehen trifft man einen unbedeutenden Porphyritgang mit dichter Grundmasse und grünen Hornblendenadeln an (1898, VI. 4.) und erkennt, daß über dem Dolomit etwa 2 *m* Breccie, $^1/_2$ *m* kompakter Dolomit und etwa 4—5 *m* unebenflächige Kalkbänke folgen, die nach oben hin allmählich in Rauchwacken übergehen. Man hat also hier ein ziemlich vollständiges Profil der untersten Lagen des Zellenkalkes, wie ich es sonst nirgends in ähnlich guten Aufschlüssen gesehen habe. Die Höhe der Auflagerungsfläche des Zellenkalkes auf den Werfener Schichten beträgt etwa 1645 *m*. Auch auf dem anderen Ufer ist ihre Fortsetzung zu erkennen. In den Niveaus über den beschriebenen Schichten des Zellenkalkes herrschen die Rauchwacken bei weitem vor. An der Stelle, an der unterhalb Malga Bazena di sotto auf *J* 25 eine tiefe Runse von eigentümlicher Form eingezeichnet ist, schätze ich die Mächtigkeit des Zellenkalkes auf wenigstens 200 *m*, wenn

[1]) Lokale Falten kommen vor. So sieht man an dem Hügel, der eine halbe Stunde hinter Campolaro rechts, also auf dem linken Ufer, im Tale liegt, eine scharfe Falte, deren N-Flügel nach N und deren S-Flügel nach S fällt

[2]) 1896, I., pag. 179 und 227.

35*

er nicht durch Verwerfung repetiert wird. Doch besteht kein rechter Grund zu dieser Annahme. Auf der Nordseite des Tales ist hier das Gestein ganz von großen Löchern und Höhlen durchsetzt. Der Weg zum Passe führt, von Schutt abgesehen, bis zur Höhe immer im Zellenkalk entlang. An einer Stelle maß ich wieder in ihm N 85 W-Streichen bei 33° N-Fallen. Etwa eine gute halbe Stunde unter der Paßhöhe setzt noch einmal ein Gang in ihm auf, von dem Riva[1]) wieder mein Material untersuchte. Es ist ein stark zersetzter Hornblendeporphyrit. (1895, IV. 3.) Streichen und Fallen sind nicht erkennbar. Weiterhin am Wege findet man rote Bruchstücke von Werfener Schichten. Diese kommen denn auch, wie auf *G* dargestellt, in zwei vor der Paßhöhe von S einmündenden Seitentälchen in Erosionsfenstern unter dem Zellenkalk zum Vorschein, werden aber noch vor den Einmündungsstellen wieder von Zellenkalk überlagert. Steigt man noch vor diesem Tälchen auf der Nordseite in die Höhe und geht oben zum Paßeinschnitt entlang, so gelangt man zu den ausgedehnten Muschelkalkschutthalden, die den ganzen Nordhang des Paßtales begleiten. Doch sieht man beim Traversieren immer wieder von Zeit zu Zeit Zellenkalkaufschlüsse unter dem Schutt hervorkommen. Erst kurz vor der Paßhöhe ist die Auflagerung des Muschelkalkes auf den Zellenkalk aufgeschlossen. Die Stelle liegt in 1920 + 40 *m* Höhe. In den Schutthalden nahe dem Passe liegen auch wieder zahlreiche Stücke von zweifellos gangförmigen Eruptivgesteinen herum. Ich sammelte zwei Proben. (1898, VI 5. und 6.) Der Paßeinschnitt liegt unmittelbar über dem Bazeninatälchen. Gleich südlich der Paßhöhe kommen die Werfener Schichten wieder mit flacher Neigung unter dem Zellenkalk hervor und sind im Bache vortrefflich aufgeschlossen. Sie enthalten viele schlechte Zweischaler und haben in früherer Zeit bekanntlich auch besser erhaltene Versteinerungen (zum Beispiel *Naticella costata*) geliefert. Ich hatte bei meinen wiederholten Begehungen nie Zeit, systematisch nach der eigentlichen Fundstelle zu suchen. Der Zellenkalk scheint jenseits der Val Bazenina bis zum Gipfel des M. Gera hinaufzureichen.

Der Weg führt im Bereiche des Zellenkalkes zur Goletta di Cadino hinauf. Dort sind die hellgrauen kompakten Dolomite gut aufgeschlossen. Man vergl. darüber auch pag. 272.

XVII. A. 5. Croce Domini—M. Bazena[2])—Paß 2139 (*J* 25) — Passo di Teller[3])— Monte Mattoni — Passo del Monte Mattoni[4]).

(Vergl. *G* und die Blätter M. Colombine und Niardo von *J* 25.)

Vom Nordhang des Croce Domini-Passes stieg ich auf der Ostseite des M. Bazena an dessen südlichstem Ausläufer empor und ging dann bequem auf dem Kamme bis zu dem Passe 2139 entlang. Beim Aufstieg erkennt man, daß der Nordhang des Croce Domini-Passes einen sehr komplizierten Bau hat, über den ich mir nicht ganz klar geworden bin. Gleich über der Paßhöhe steht kompakter Zellenkalk an, streicht N 85 W und fällt mit 40° nach N ein. Es entspricht das genau den vorher mitgeteilten Messungen westlich des Passes und bis auf das stärkere Fallen auch der Orientierung der Werfener Schichten im Süden der Zellenkalkzone. In 1930 *m* Höhe liegt an der Bergecke der Muschelkalk auf dem Zellenkalk. Man sieht nun beim Aufstieg zunächst, daß

[1]) 1896, I, pag. 193 und 227.

[2]) Bergrücken NW von Malga Bazenina auf *G*.

[3]) Beim Zeichen der Kontaktmetamorphose am „*M*" von „M. Asinino". Ich nenne diesen Paß und den auf *G* NO davon gelegenen unbenannten Gipfel 2214 (*J* 25) südlich des M. Mattoni zu Ehren des um die Adamellogeologie hochverdienten Teller Passo und Cima di Teller, weil mir diese Punkte wegen der Schwenkung der Kontaktzone zu wichtig sind, als daß ich sie ohne Bezeichnung lassen könnte.

[4]) Nördlich von diesem

der an seiner gelben Farbe erkennbare Zellenkalk sich südlich des Passes offenbar bis zum Gipfel des Monte Croce Domini, ja wohl sogar bis zum Gipfel des noch südlicher gelegenen Monte Rondenino hinaufzieht. Er muß also selbst unter Berücksichtigung des im Süden flacheren Fallens hier eine sehr große Mächtigkeit haben, was ja auch mit den Beobachtungen unter Malga Bazena di sotto und in der Goletta di Gavero übereinstimmt. Beim Aufstieg fand ich nun merkwürdigerweise schon oberhalb der ersten Muschelkalkbänke wieder Zellenkalktrümmer herumliegend. Blickt man ferner vom Eckpfeiler des Monte Bazena zum ersten westlicheren, steil nach S abfallenden Grat hinüber, so scheinen dort die Schichten des Muschelkalkes vertikal zu stehen. Zwischen sie schalten sich drei vertikale Zonen gelber Massen ein, die wohl nur als Zellenkalk gedeutet werden können; und ganz oben erst beginnt das zusammenhängende Gebiet des Muschelkalkes. Die beistehende rohe Skizze (Fig. 78) zeigt diese, wenn richtig erkannt, wichtigen Verhältnisse. Doch bitte ich meine

Fig. 78.



Südgrat des Monte Bazena mit anscheinend dreifacher Wiederholung des Zellenkalkes (Z) und Muschelkalkes (M).

Nachfolger zu berücksichtigen, daß ich den betreffenden Grat nicht selbst erklettert, sondern nur von meinem östlicheren Standpunkt aus gezeichnet habe. Es wäre also möglich, daß meine Deutung des Gesehenen falsch ist.

Immerhin spricht außer dem Augenschein noch einiges andere für sie, was später ausgeführt werden wird. Beim Aufstieg fand ich von 2015 *m* an nur noch Muschelkalk, und zwar zuerst in ziemlich mächtigen Bänken fast ohne tonige Zwischenmittel. Oben auf dem Kamme des M. Bazena streichen die Schichten zunächst N 80 W und fallen steil nach S ein. Sie sind aber außerordentlich verbogen und zum Teil von Ruschelzonen durchzogen. Offenbar sind sie gar nicht einheitlich orientiert, sondern bilden ein System komplizierter Falten[1]. Auch diese Beobachtungen stimmen gut zu der Skizze oben. Es dürften also wohl dort Störungen durchstreichen, die vielleicht mit denen der Goletta di Gavero in Beziehung zu bringen sind.

Auf dem ersten Gipfel des M. Bazena steht ein zersetzter Eruptivgang an, von dem sich Bruchstücke schon unterhalb in den Halden finden (1898, VI 7.).

[1] Vergl. auch die Schilderung des Abstieges von Bazena nach Valliga.

An dem höchsten Punkte des Bazena (2147) ändert sich die Gesteinsbeschaffenheit des Muschelkalkes. Er besteht dort aus abwechselnden kalkigen und tonigen Lagen, von denen die letzteren rascher verwittern, so daß die Kalke als erhöhte Rippen stehen bleiben. In den tieferen Regionen ist meist das Umgekehrte der Fall. Bei der Verwitterung zerfällt das Gestein schließlich in dünne, ziemlich ebenflächige Platten. Die Oberflächen der Platten zeigen viele Kriechspuren und Reste von sehr schlecht erhaltenen Versteinerungen, auch Schnecken. Ich maß hier N 35 W-Streichen und mittleres NO-Fallen, was schon der Orientierung der Tonalitgrenze entspricht. Kurze Zeit darauf fand ich zwar wieder N 85 W-Streichen und mittleres N-Fallen. Doch scheint das nur eine lokale Ausnahme zu sein, da die Schichten weiter im Norden und Westen überall die charakteristische Orientierung der Tonalitkontaktfläche zeigen. Im Passo di Teller[1] (2139) steht südlich ein Gang von hornblendefreiem Tonalit mit Quarzadern an, nördlich folgen die Reitzischichten, und zwar mit N 40 W-Streichen und ziemlich steilem NO-Fallen. Sie sind 50—80 *m* stark und liegen dem hier übrigens ungewöhnlich mächtigen oberen Muschelkalk konkordant auf. Wie weit dieser sich auf dem Bazenakamme nach S erstreckt, habe ich nicht sicher in Erinnerung, weil ich bei der Begehung dieses Kammes die schönen Muschelkalkprofile Judikariens noch nicht genauer studiert hatte und daher über die Abgrenzung im Zweifel blieb. Nach meinen Aufzeichnungen ist es immerhin wahrscheinlich, daß er an dem Gipfel 2147 beginnt. Die Grenze zwischen den Reitzischichten und dem oberen Muschelkalk läßt sich vom Passo di Teller aus deutlich am Hange der Cima di Teller bis zu dem Gipfelchen 2224 (*J* 25) NW des Monte Asinino verfolgen. Der südliche Teil des Gipfelchens besteht aus oberem Muschelkalk, der nördliche aus Reitzischichten. Unmittelbar über den Reitzischichten des Passo di Teller folgen Wengener Schichten. Die Grenze gegen die zusammenhängende Tonalitmasse des M. Mattoni erreicht man aber erst kurz vor dem unbenannten Passe zwischen der Cima di Teller und dem M. Mattoni. Ich will diesen geologisch wichtigen Punkt, an dem die Schwenkung der Tonalitgrenze eintritt, zu Ehren meines Freundes und lieben Reisebegleiters, des Ingenieurs Oskar Hörich, als „Passo di Hörich" bezeichnen. An der Grenze schaltet sich eine schmale Masse ziemlich reinen Marmors mit etwas dunklem Granathornfels ein. Der Lage nach ist das zweifellos Esinomarmor, in dem wir ja auch an anderen Stellen vereinzelte Lagen und Linsen von Granathornfels angetroffen haben. Der Tonalit der Grenzregion scheint hornblendefrei zu sein. Er ist außerordentlich verwittert und meist in lockeren Grus umgewandelt. In dieser weichen Masse setzen aber Gänge oder Schlierengänge von festem Tonalit mit nadelförmigen Hornblenden und von einem grobkörnigen Hornblendegestein auf. Das letztere läßt sich bis zum Monte Mattoni verfolgen. Die ganze Masse der Sedimente ist bis weit nach Süden vollständig metamorph. Dennoch erkennt man, daß die Reitzischichten in ihrer normalen Fazies mit Kieselknollen und -lagen entwickelt sind. Es ist das deswegen wichtig, weil ich sie im Cadinotal und am Colombine-Nordhang, wie bereits berichtet, nicht sah, wenig südwestlich des Passo di Teller aber von fossilführendem oberem Muschelkalk unterlagert fand (vergl. die folgende Beschreibung der Valbuona di Campolaro). Die äußersten makroskopisch erkennbaren Spuren der Kontaktmetamorphose sah ich schon etwas südlich des Passo di Teller.

Nördlich des Monte Mattoni und südlich des M. Cadino führt ein bequemer, unbenannter Paß (2171) schon ganz im Tonalitgebiet von Malga Cadino di mezzo nach Malga Val Fredda. Ich nenne ihn Passo del M. Mattoni. Ich beging ihn von Cadino kommend bei einer anderen Gelegenheit und fand, daß an ihm der Tonalit in normaler Weise Hornblende führt.

[1]) Vergl. pag. 276.

XVII. A. 6. Valbuona di Campolaro—Südhang des Monte Frerone.

(Karten wie in XVII A 5.)

Valbuona di Campolaro, auf den Karten einfach Valbona, bedarf eines erlanternden Zusatzes zur Unterscheidung von dem auf pag. 202 u. f. beschriebenen gleichnamigen Seitentale der Val Daone, Valbuona di Daone. Der untere Teil des Tales wird von den Einheimischen als Val Vajuga oder, wenn ich recht verstanden habe, einfach als „Vallüga" bezeichnet. Es ist das Tal, welches sich wenig östlich von Campolaro mit dem Croce Domini-Tal vereinigt und sich etwa beim „*V*" von „Mga. Vajuga" auf *G* zum erstenmal gabelt. Der westliche Zweig reicht bis in die steilen Südhänge des Frerone hinein und ist die eigentliche Valbuona. Von ihm zweigt wenig westlich der Malga Val Fredda das zu dieser, dem Lago di Bazena und dem Passo del M. Mattoni führende Seitental ab, das den Namen Val Fredda führt. Eine genauere Orientierung wird dem Leser wohl nur mit Hilfe von *J* 25 möglich sein. (Blatt Niardo.)

Im unteren Teile des Tales fehlt es an Anfschlüssen. Man erkennt aber, daß auf dem rechten westlichen Ufer die oberen Hange ganz aus Muschelkalk bestehen, während auf der linken Talseite der Zellenkalk hoch hinaufreicht und erst ganz oben von flach geneigtem Muschelkalk uberlagert wird. Der Muschelkalk des rechtsseitigen Kammes scheint aus der Ferne N 55 O zu streichen und fast vertikal zu stehen, was schon hier auf einen dem Tale folgenden Bruch hinweist. Weiter aufwarts trifft man auf dem rechten Ufer viel Muschelkalkblöcke mit stets scharf getrennten abwechselnden Lagen von reinem Kalk und tonig-kieseligem Material. In etwa 1600 *m* Höhe beobachtete ich am Wege, daß diese letzteren Lagen deutlich kristallin zu werden anfangen und zum Teil bereits Hessonit führen. Gleich dahinter steht denn auch auf dem linken Ufer feinkörniger Tonalit mit Schlierenknödeln an. Es ist nur eine unbedeutende Masse. Sie halt bis etwa zum Übergang uber den Bach an und grenzt an einer Stelle gegen Granathornfels. Unmittelbar hinter dem Bachübergang treten die Muschelkalkschichten an den Fußpfad auf dem rechten Ufer heran. Sie streichen dort N 70 O, fallen ganz steil nach N ein und enthalten eine Strecke weit in den tonigen Zwischenlagen Wernerit (Dipyr). Ich verließ dort den in SW-Richtung nach Bazena hinaufführenden Weg und stieg direkt auf dem rechten Ufer des östlich gerichteten Nebenbaches empor. Sehr bald verschwindet dort der Wernerit, der Muschelkalk ist wieder normal. Auf Grund dieser Beobachtungen ist auf *G* die kleine kontaktmetamorphe Area eingezeichnet. (Vergl. Druckfehlerliste.)

Beim weiteren Aufstieg sah ich in 1720 *m* Höhe vereinzelte Stücke von weißem, Marmorähnlichem Gestein. Unmittelbar daneben steht aber dunkler Muschelkalk mit weißen Kalkspatadern an, so daß ich, da sonst weit und breit kein Marmor zu sehen war, fast glauben möchte, daß die Stucke von sehr mächtigen Kalkspatadern abstammen. Vom rechten Ufer von Vallüga schienen die Muschelkalkschichten in sehr steiler Stellung und ungefähr östlicher Richtung zu meinem Standort herüberzustreichen und tatsächlich maß ich auch an den auf *G* ersichtlichen Felsen oben, nördlich des Baches, an der durch das Fallzeichen kenntlichen Stelle stets N 60—68 O-Streichen bei steilem S-Fallen. Die Felsen[1]) bestehen aus schwarzem normalem Muschelkalk. Südlich von diesem Punkte muß also, wie übrigens auch die Beobachtungen bei Malga Bazena (di sopra) bestatigen, eine Verwerfung durchstreichen. Ob sie wirklich wie auf *G* eingezeichnet verläuft, ist allerdings hypothetisch. Sie trennt das flachgelagerte Zellenkalk-Muschelkalkgebiet der Malghe Bazena von dem steil gestellten Muschelkalk nördlich davon.

[1]) Es sind die Felsen südlich vom „*Val*" in „Val Bona" auf *J* 25

Von den beschriebenen Felsen an bis fast zur Malga Valbuona im Norden, bis zur Malga Val Fredda im NO und bis fast zu dem kleinen Felsbuckel 14 *mm* westlich der Cima di Teller (2214) auf *J* 25 ist unterer Muschelkalk in zahlreichen Aufschlüssen anzutreffen. Seine Schichten sind stark gefaltet, stehen aber steil und sind in der Nähe des Tonalites meist gut dessen Kontaktfläche angepaßt. Beim „*na*" von „Val Bona", an der Stelle wo der Weg den Bach überschreitet, maß ich N 55 O-Streichen und senkrechtes Fallen. SO von der Pozza[1] der Malga Val Fredda maß ich N 18 O-Streichen und senkrechtes Fallen, auf dem N-Abfall des Hügels westlich der Malga N 35 O-Streichen und gleichfalls senkrechtes Fallen, auf dem Wege zwischen den beiden Malghe bei starker Faltung an einer Stelle N 55 O-Streichen und steiles NW-Fallen. Auch rein nordliche Streichrichtungen mit steilem O-Fallen treten stellenweise[2]) entsprechend der Tonalitkontaktfläche auf. Während die Kalke der vorher beschriebenen Felsen normal zu sein scheinen, stellen sich gegen den Tonalit hin überall Wernerit (Dipyr), beziehungsweise andere Silikate, und zwar besonders in den tonigen Zwischenlagen ein. So fand ich sehr schönen Wernerit südlich des Punktes 2092 auf *J* 25; und auch der Weg zwischen den beiden Malghe liefert schöne Silikatkalksteine. Westlich des Passo di Teller (2139) liegt, wie schon erwähnt, unter den Reitzischichten normal der ungewöhnlich mächtige obere Muschelkalk. Er ist trotz der Kontaktmetamorphose sehr reich an freilich schlecht erhaltenen Ammoniten und an dem erwähnten kleinen Buckel westlich der Cima di Teller sowie in der Runse daneben vortrefflich aufgeschlossen. Ich maß in ihm in den tieferen Aufschlüssen N 50 W-, in höheren N 35 W-Streichen und mehr als mittleres NO-Fallen. Die Reitzischichten darüber streichen, wie schon ausgeführt, am Passo di Teller N 40 W und fallen ziemlich steil nach NO ein. Wir haben also auch hier die gewöhnliche Erscheinung, daß das Fallen gegen den Tonalit hin immer steiler wird. Der obere Muschelkalk selbst wird am Passo di Teller von dem schon erwähnten Tonalitgang abgeschnitten.

Geht man vom Passo di Teller auf der N-Seite des die Gipfel 2147 und 1992 verbindenden Kammes gegen Malga Bazena (di sopra) hinunter, so trifft man bis ganz zuletzt überall Muschelkalk an, und zwar zuerst mit der Orientierung der Reitzischichten, schließlich an der auf *G* bezeichneten Stelle mit NW-Streichen und senkrechtem Fallen. An einem Hügelchen NNO von Bazena di sopra reicht der Zellenkalk der Vallüga bis auf das Plateau herauf. Ich habe den Vallügabruch deshalb nördlich dieses Punktes durchgezogen. Das Zellenkalk-Hügelchen liegt gleich westlich des von den beiden nördlichen Malghe nach Malga Bazena (di sopra) führenden Weges. Unmittelbar östlich dieses Weges steht aber noch Muschelkalk an. Das flache Plateau von Bazena[3]) trägt nur noch eine ganz dünne Muschelkalkdecke über dem Zellenkalk. Beim Abstieg von Bazena di sopra auf dem großen ins Vallüga führenden Wege trifft man an der Ecke den unteren Muschelkalk mit N 80 W-Streichen und mittlerem N-Fallen (Croce Domini-Orientierung). Merkwürdigerweise schienen ihm dort noch vereinzelte Marmorbänke eingeschaltet zu sein.

Geht man auf dem Bazenaplateau bis zu seiner SW-Ecke, so trifft man dort einen kleinen, auf den Karten nicht eingezeichneten Pfad, der direkt zu der auf *G* unbenannten Malga Monte di Malegno führt[4]). Man beobachtet dabei zuerst noch mehrfach Muschelkalkaufschlüsse. Unmittelbar östlich der Bergecke befindet sich eine auf *J* 25 eingezeichnete Runse, in der unter Moräne dicht

[1]) Wassertümpel.

[2]) Wenn ich mich recht entsinne, waren es Punkte südlich oder südöstlich von Malga Val Fredda

[3]) Gut ein Drittel der Weidefläche war bei meiner letzten Anwesenheit von *Senecio cordifolia* (nach Bestimmung von Prof. Penzig in Genua) überwuchert

[4]) 1 *mm* südlich vom ersten „*a*" in „Campolaro" auf *G*.

unter der Plateaufläche gelber Zellenkalk herauflenchtet. Sobald man auf dem Pfad über die Runse hinweg ist, stehen helle kompakte Bänke des Zellenkalkes in WNW streichenden vertikalen Schichten an. Man sieht von dort aus sehr schön die Südhange des M. Bazena und ich erhielt von dort den Eindruck, daß der Muschelkalk in komplizierte Falten geworfen ist (vergl. pag. 277). Ob es sich freilich dabei nur um die im nächsten Abschnitt vom Frerone zu beschreibende, auf den unteren Muschelkalk beschränkte Zickzackfaltung handelt oder um tiefer eingreifende Störungen, das kann ich auf Grund meiner Begehungen nicht entscheiden.

Beim weiteren Abstieg ändert sich die Orientierung des Zellenkalkes. Die gebankten Gesteine stehen nicht mehr so steil und fallen in ungefähr NNW-Richtung ein. Es treten aber auch ungebankte Breccien und Rauchwacken auf. Gleich hinter der Ecke, also auf dem Vallügahange, reicht eine kolossale Runse bis ganz oben an den Plateaurand hinauf. Sie entblößt bis oben hin Zellenkalk. Beim Abstieg trifft man am Gehänge einen isolierten, wohl mehr als 15 *m* hohen Felsturm, der ganz aus grober Breccie des Zellenkalkes besteht. Von dort geht es steil über Schutt des Zellenkalkes und bewachsenes Terrain bis zum Bache von Vallüga hinunter.

Fig. 79



Ansicht des M. Cadino von SSW.

Schollen von Esinomarmor (*M*) und Gänge von rostbraun verwitternden Intrusivgesteinen (*R*) im Tonalit (*T*).

Auch über die Gegend zwischen M. Mattoni und Malga Valbuona sind noch ein paar Mitteilungen zu machen. Unmittelbar westlich des M. Mattoni ist zwischen diesem und dem auf *G* erkennbaren, auf *J* 25 die Höhenkote 2232 tragenden unbenannten Gipfel ein bequemer gleichfalls unbenannter Paß. Ich nenne Gipfel und Paß zum Andenken an meinen so früh durch ein trauriges Geschick der Wissenschaft entrissenen Schüler und Freund Carlo Riva, der sich durch die Bearbeitung der Gänge des Adamellogebietes um dessen Erforschung verdient gemacht hat, Cima und Passo di Riva. Von dort sah ich, daß der Tonalit des Monte Cadino außer einer größeren weißen Marmorscholle auf dem Kamme noch zahlreiche kleinere Fetzen von weißem Marmor enthält und in dem gegen den Passo di Cadino gekehrten Felshange von zahlreichen parallel und flach verlaufenden mächtigen Gängen der schon oft angeführten rostbraun verwitternden Eruptivgesteine durchzogen wird. Die beistehende rohe Skizze (Fig. 79) zeigt eine Ansicht des von N nach S langgestreckten Bergrückens, wenn auch freilich in stark perspektivischer Verkürzung.

Daß der Marmor zum Esinoniveau gehört, ist durch die Beobachtungen in Val Cadino selbst so gut wie sicher. Höchstens könnten noch jüngere Abteilungen (Hauptdolomit) in Frage kommen.

Der Lago di Bazena war während meines Besuches (1898) vollständig trocken. Beim Abstieg von dem Passo di Riva nach Malga Val Fredda beobachtete ich in dem fast oder ganz

hornblendefreien, aber Schlierenknödel führenden Tonalit zwei Schollen von Marmor. Die nördlichere streicht N 80 W und fällt mit mittlerer Neigung nach S ein. Unter ihr folgt wieder Tonalit und dann die zweite Marmorscholle. In der Cima di Riva (2232) schlägt die Tonalitgrenze einen auffälligen, aber auf *G* nicht mehr darstellbaren Haken, indem sie auf der Ostseite erst etwa nördlich verläuft, an der NO-Ecke nach W umbiegt und erst dann wieder die auf *G* angegebene NNW-Richtung annimmt. In der Cima di Riva sind offenbar nicht bloß die Esinokalke, sondern, soweit ich das von meinem Wege aus sehen konnte, auch die Wengener Schichten vertreten. Doch habe ich die letzteren nicht selbst aufsuchen können.

Ob auf dem Wege zwischen Malga Val Fredda und Malga Valbuona nicht stellenweise in dem gefalteten Muschelkalke auch dessen obere Abteilung zum Vorschein kommt, ist mir zweifelhaft geblieben. Bei Malga Valbuona steht rechts und links im Tale Tonalit an und erstreckt sich ziemlich hoch am Hange des M. Costone hinauf. Ich glaube, daß dieser Tonalitaufschluß als ein Erosionsfenster in der zusammenhängenden Triasdecke des Frerone aufzufassen ist und daß der größte Teil dieser Decke von Tonalit unterlagert und getragen wird. Auf der linken Talseite liegen in dem Tonalit Schollen von weißem Marmor. Die oberste Valbuona führt nun unmittelbar unter die steilen Wände des Frerone herunter. Sie ist sehr bequem zu begehen und wurde von mir bis nicht sehr weit unter den Passo di Cadino verfolgt. Dabei wurde der auf *G* dargestellte eigentümliche Verlauf der Tonalitgrenze beobachtet. Der Gipfel 2172 und die Westseite des Gipfels 2231 auf *J* 25 bestehen noch aus Trias, und zwar aus unterem Muschelkalk. Dann aber zieht sich die Tonalitgrenze zu einem Punkte ganz wenig nördlich des Passo di Cadino. Man erkennt schon von hier aus, daß der Frerone selbst oben und auf der Westseite fast ganz aus Trias besteht und daß diese Bildungen mit dem großen Triasgebiet der Val Camonica zusammenhängen. Bemerkenswert ist nun die wirklich großartige steile Zickzackfaltung des unteren Muschelkalkes, die in den Wänden des obersten Buonabaches in wirklich wunderbarer Weise entblößt ist. Die Umknickungen sind fast stets scharf entwickelt und meist sehr spitzwinkelig. Über der Zone des unteren Muschelkalkes zieht sich die fast ganz ungefaltete Zone des oberen Muschelkalkes, der Reitzischichten, Wengener Schichten und des Esinokalkes zu den höchsten Gipfeln hinauf. Der ganze Hang zwischen Frerone und Costone besteht aus dem dünn gebänderten, stark gefalteten unteren Muschelkalk. Nur die schmale Triasmasse zwischen dem Tonalit des Costone und dem der Malga Valbuona wird von Esinokalk-ähnlichem weißem Marmor gebildet. Doch dürfte auch dieser stratigraphisch wohl zum unteren Muschelkalk gehören und einer älteren „Riffkalkmasse" angehören, wie wir sie auch in Valbuona di Daone antrafen (vergl. pag. 203).

XVII. B. Die metamorphen Triaszungen des Frerone (2673) und Zincone (2275) sowie das normale Triasgebiet zwischen Campolaro, Prestine, Astrio.

(Vergl. *G*.)

XVII. B. 1. Prestine—Degnatal bis zum Ponte di Degna und Prestine—Salice—Campolaro.

(Vergl. *G* und die Blätter Breno, Niardo und M. Colombine von *J* 25.)

Eine Schilderung der Lage von Prestine ist auf pag. 29 gegeben worden. Der nach S gerichtete Bergvorsprung, auf dem der Ort liegt, besteht, wie wir dort bereits sahen, aus flach NW fallenden Werfener Schichten und aus Zellenkalk, auf den sich konkordant der untere Muschelkalk legt. Aber

gleich hinter dem ersten steilen, unten aus Zellenkalk, oben aus Muschelkalk bestehenden Felsen des rechten Ufers streicht eine deutlich erkennbare vertikale Verwerfung durch und wirft mittel S fallenden Muschelkalk gegen die in nördlichen Richtungen schwach geneigten Schichtmassen von Prestine. In der rechten Talwand stellt sich aber sehr bald wieder Zellenkalk unter dem Muschelkalk und normales nördliches Fallen beider ein. Moräne und Schutt verdecken freilich einen erheblichen Teil des Gehänges. Der steile Rücken, der den Abschluß gegen das auf pag. 33—34 beschriebene Talchen von Pillo bildet, besteht offenbar bis unten hin aus Moräne. Wie am angeführten Orte auseinandergesetzt, floß der Degnabach ursprünglich an dieser Stelle zum jetzigen Pillotalchen durch. Moranen verschlossen aber während der letzten Vereisung diesen Weg; und der sich neu einschneidende Bach floß nun durch den Zellenkalk nach SSW zur Val delle Valli. Östlich der Talumbiegung steht auf dem rechten Ufer hinter der Hauptmasse der Morane noch ein vereinzelter Muschelkalkfels an, der aber schon zur Astrioscholle gehört. Er hat denn auch die Orientierung des Kalkes nördlich der Santella di Degna, streicht N 75 W und fallt steil nach S ein. Das Gestein ist ziemlich dunnplattig, etwas kristallin und vielleicht schon leicht kontaktmetamorph.

Auf der linken Talseite des Degnabaches herrscht hinter der beschriebenen Verwerfung, abgesehen von der ausgedehnten Moränenbedeckung, Zellenkalk. Man sieht ihn in den auf *J* 25 deutlichen kolossalen Runsen bis dicht unter den Muschelkalk des nördlichen Belvederevorsprunges hinaufreichen. Indessen stellt sich auch hier die in dieser Arbeit schon so oft von den Zellenkalkgebieten beschriebene Erscheinung ein, daß die Grenzen zum Teil Verwerfungscharakter annehmen. Der Muschelkalk des Belvederehanges streicht in steiler Schichtstellung gegen den Zellenkalk des NNO gerichteten Talstückes. Der Zellenkalk der Nordrunse muß von dem vorhin beschriebenen steil S fallenden Muschelkalk des Felsens ostlich des Moränenrückens durch eine Verwerfung getrennt sein, kann aber auch nicht die normale Unterlage des Belvederemuschelkalkes darstellen. Bei den Gebirgsbewegungen hat also auch hier offenbar der Zellenkalk eine Zerstückelung erfahren, die zu einem völligen Zerbrechen der ihm benachbarten Gebirgsglieder führte. Diese Komplikation wäre aber überhaupt nur durch eine sehr genaue Kartierung auf genauester topographischer Grundlage im einzelnen verfolgbar. Auf der geologischen Karte in 1:75.000 war sie nur schematisch anzudeuten.

Geht man bald hinter Prestine auf dem zur C. Ronzone (*J* 25) und weiterhin nach Salice fuhrenden Wege rechts ab, so bleibt man, wenn ich von der auch hier weit verbreiteten Ogliogrundmoräne absehe, bis zu etwa 950 *m* Höhe im N fallenden Zellenkalk (Kalke mit vereinzelten kompakten Dolomitbänkchen, Breccien und Rauchwacken). Dann schneidet der Weg die unterlagernden Werfener Schichten an. Sie fallen mit flachen, seltener mittleren oder gar steileren Neigungen nach N, später mehr nach NNW ein und bestehen aus oft rot gefärbten Tonschiefern mit Kalk- und Mergelbankchen. In 1075 *m* Höhe sah ich hier noch Morane des Hauptales mit kristallinen Schiefern, Pegmatit und Tonalit. Salice liegt wieder im Zellenkalk. An dieser von der Natur sonst nicht sehr gunstig ausgestatteten Stelle tritt eine magnesiahaltige Quelle von ähnlicher Beschaffenheit wie die in der Lombardei sehr geschätzte Quelle von Casino Boario auf und hat Veranlassung zur Gründung eines kleinen Kurhauses (1181 *m*) gegeben. Ich habe die viel tiefer am Gehange austretende Quelle nicht selbst untersucht. Man findet aber eine genaue Schilderung in dem Schriftchen von Tempini (1892). Die von Pavesi ausgeführte Analyse ergab im Liter 2·160 *g* festen Rückstand, davon 0·080 Na_2CO_3, 0·102 $CaCO_3$, 0·350 Na_2SO_4, 0·140 $MgSO_4$ und 1·487 $CaSO_4$.

Aus der Analyse und Lage der Quelle geht hervor, daß sie ebenso wie die Quelle von Casino Boario ihre gelösten Substanzen dem Zellenkalk entnimmt.

Hinter Salice steigt der Weg durch den Zellenkalk schräg in die Höhe und erreicht bei den Case Biorche, ungefähr an der Vereinigung mit dem vom Belvedere kommenden Hauptweg, den Muschelkalk.

XVII. B. 2. Astrio—Santella di Degna—Ponte di Degna Belvedere—Campolaro.

(Vergl. G und die Blätter Breno, Niardo und Monte Colombine von J 25.)

Über die Umgebung von Astrio wolle man auch pag. 34 und 41 vergleichen.

Von Astrio bis zum Ponte di Degna (893 m) sah ich nur Grundmoräne. Hinter der Brücke findet man im Walde des Dosso del Termine schwarzen, knolligen, anscheinend noch ganz unveränderten Muschelkalk mit N 60 W-Streichen und 75° N-Fallen. Oberhalb der C. Faëto (J 25) ist ein OSO gerichteter topographischer Graben. Dort fand ich ein ebenfalls OSO streichendes, vertikal stehendes bis steil S fallendes Schichtsystem, das ich trotz des scheinbar völligen Mangels an Versteinerungen auf Grund seiner petrographischen Beschaffenheit für oberen Muschelkalk halte. Es besteht aus 4—8, mitunter auch mehr Zentimeter dicken ebenflachigen Kalkbänken mit ziemlich starken braunlichen und dünnschiefrigen Tonzwischenlagen. In dem Kalke stecken in Limonit übergangene Pyritwürfel von gelegentlich ½ cm Kantenlänge; die Schiefer enthalten auch Kalklinsen. Eigentümliche anthrakonitartige dunkle Kalkspatadern durchsetzen das System stellenweise. Sehr bald darauf folgen am Wege Aufschlüsse von Reitzischichten, die scheinbar etwas unter die vorhergehenden Schichten einfallen. Dann aber fehlen bis zu dem Belvedere genannten und seinen Namen verdienenden Bergvorsprunge gute Aufschlüsse. Doch scheint unterer Muschelkalk anzustehen. Von der Ecke des Belvedere an trifft man eine Strecke weit Trümmer von Reitzischichten, dann Aufschlüsse, in denen sie flach in ungefähr südlicher Richtung einfallen dürften. Es folgt anscheinend etwas Muschelkalk, gleich darauf aber wieder stark gefaltete Reitzischichten, die schließlich N 65 O streichen und steil N fallen. Unter ihnen erreicht man typischen oberen Muschelkalk mit auffällig dicken tonigen Lagen und endlich den typischen unteren Muschelkalk, der von hier bis zu den schon zitierten Case Biorche (G) anhält und fast stets deutliches, ja sogar meist steiles N-Fallen hat. Der Aufschluß im oberen Muschelkalk liegt gleich westlich des auf J 25 deutlichen steilen Abbruches oberhalb der Casa Fratta.

Aus den geschilderten Einzelbeobachtungen geht hervor, daß in der Gegend des Belvedere sehr komplizierte Faltungen stattgefunden haben und daß jedenfalls nördlich des oberen Muschelkalkes von C. Faëto ein Bruch durchstreicht. Ich habe diesen Bruch auf dem geologischen Kärtchen von Breno mit dem Bruch nördlich von Prestine in Verbindung gesetzt, weiß aber nicht, ob das zutrifft. Die Komplikation des geologischen Baues der Belvederegegend ist eben viel zu groß, als daß sie durch so wenige Begehungen aufgeklärt werden könnte [1]).

Hinter den Case Biorche hält der Zellenkalk bis dicht vor Campolaro an und reicht bei Dalmone offenbar bis in den Grund des Haupttales hinunter. In der Gegend von Dalmone, noch eine Strecke vor dem Hause der Grenzwächter setzt in ihm am Wege ein Quarzglimmerdioritgang auf, den Riva [2]) auf Grund meines Materiales beschrieben hat (1895, IV. 1. 1898, IV. 2. ? — Nr. 411).

Er ist mehrere Meter mächtig und streicht etwa N 60 W, also der Orientierung der Schichten ziemlich parallel. Nicht sicher habe ich in Erinnerung, an welcher Stelle der Zellen-

[1]) Natürlich müßte man hier auch mit der Möglichkeit rechnen, daß in dieser Gegend der Esinokalk überhaupt nicht entwickelt ist und daß sich auf die Reitzi- und Wengener Schichten unmittelbar Raibler Schichten in der Muschelkalkfazies auflegen.

[2]) 1896, I, pag. 178 und 226.

kalkzone von Campolaro—Salice ich einen zweiten grünen, noch nicht einen halben Meter breiten Eruptivgang gesammelt habe. Doch dürfte es noch unterhalb der Case Biorche zwischen diesen und den Werfener Schichten von Salice gewesen sein (98, XVI. 1.).

Der Zellenkalk ist bei Campolaro selbst von Moräne bedeckt, aber auch weiter im Westen meist nicht gut aufgeschlossen. Bei dem Grenzwachterhaus scheint er ein abnormes S-Fallen zu haben.

XVII. B. 3. Campolaro Westkamm des M. Trabucco—Stabio di sotto[1]).

(Vergl. *G* und die Blätter M. Colombine und Niardo von *J* 25.)

Ich ging 1898 von Campolaro schräg am Hange in die Höhe und in das Tal von Dalmone hinein. In 1550 *m* steht kompakter heller Kalk des Zellenkalkes mit N 45 W-Streichen und 50° N-Fallen an. Bis 1660 *m* bedeckt Moräne den Hang, dann sind wieder ähnliche Kalke desselben Niveaus entblößt, streichen aber hier N 60 O bei 40° N-Fallen. Gleich dahinter, nur durch eine kleine Runse getrennt, stehen graue Kalke mit N 80 W-Streichen in saigerer Stellung an. Einzelne Bänke sind aber schon weiß, auffallend körnig und sind vielleicht bereits kontaktmetamorph. Sie sehen noch so aus, als ob sie zum Zellenkalk gehören. 50 *m* höher stehen schwarze Kalksteine des Muschelkalkes mit wellig gebogenen Tonzwischenlagen an. Sie streichen zwischen N 75 W und N 85 O und fallen steil nach N ein. Man steigt nun über das im wesentlichen gleich orientierte System der schwarzen Kalke bis zu 1820 *m* Höhe an, ohne deutliche Spuren einer Kontaktmetamorphose zu finden. Erst dort sah ich die ersten typischen Werneritkalke. Sie streichen O—W und fallen sehr steil, fast senkrecht nach S ein. Die Wernerite stecken hauptsächlich in den tonigen Zwischenlagen. Wieder 50 *m* höher maß ich N 70 O-Streichen und steiles N-Fallen, in fast 1900 *m* Höhe O—W-Streichen und ganz steiles S-Fallen. An dieser Stelle setzt ein graugrüner Eruptivgang im Muschelkalk auf (1898, VII. 2.).

In wenig mehr als 1900 *m* Höhe führt ein bequemer Übergang über den Kamm des Trabucco hinweg. Es ist der Einschnitt zwischen den Höhenzahlen 2000 und 1920 auf *J* 25. Gleich unter der Paßhöhe streicht der Muschelkalk N 80 W und fällt steil nach N ein. Er hält bis zu dem auf *G* eingezeichneten großen Wege nach Stabio an und ist auf diesem bis zu dem Talboden in der Nähe des Punktes 1827 auf *J* 25 vortrefflich aufgeschlossen. Das Streichen bleibt immer ungefähr O—W, gewöhnlich N 80 W, das Fallen wechselt zwischen N und S, ist aber nahe der Vertikalen. Der Wechsel beruht darauf, daß hier das ganze Schichtgestein in die uns schon von vielen anderen Stellen bekannten steilen Zickzackfalten mit fast isoklinal zusammengepreßten Schenkeln geworfen ist. An dem Wege sammelte ich drei Eruptivgänge. Der erste ist wenigstens 3 *m* mächtig, grau, mit leichtem Stich ins Grünliche (98, VII. 3.). Der zweite ist hellgrau (98, VII. 4.) (? 04, I. 3.), der dritte grünlichgrau (98, VII. 5.).

XVII. B. 4. Belvedere Dosso del Termine Stabio di sotto.

(Vergl. *G* und Blatt Niardo von *J* 25.)

1904 stieg ich vom Belvedere über den schmalen Kamm des Dosso del Termine in die Höhe und folgte dann dem eben schon in seinem letzten Teile beschriebenen Wege nach Stabio. Bis zu etwa 1500 *m* Höhe bedeckt Ogliomoräne den Rücken. Dann trifft man isolierte Bruchstücke und schließlich zahlreiche Aufschlüsse von Muschelkalk an. Das Streichen ist auch in dieser Strecke

[1]) Auf *J* 25 — südwestliche „Mga. Stabio“ auf *G*.

O—W bis ONO, das Fallen stets annähernd vertikal. Man erkennt, daß die beginnende Kontaktmetamorphose sich zuerst durch schimmernde Beschaffenheit des Kalkes, dann durch Festerwerden der tonigen Lagen und erst zum Schluß durch Auftreten deutlich kristallisierter Silikate bemerkbar macht. Diese letzteren sah ich zuerst kurz vor der auf *J* 25 eingezeichneten Grenze der Gemeinden Niardo und Breno. Bis zur Bildung von weißem Marmor der inneren Kontaktzone kommt es vor dem Talboden von Stabio di sotto nicht. Ich sammelte bei dieser Wanderung Material von einem Gang, der möglicherweise mit dem auf pag. 285 erwähnten 98. VII. 4. identisch ist (04. I. 3.). Ich beobachtete, daß er NNO streicht, annähernd vertikal steht und mehrere Dezimeter breit ist. Er steht in ungefähr 1745 *m* Höhe am Wege an.

XVII. B. 5. Stabio di sotto—Kammwanderung von der Cima di Baltzer[1]) bis zum Freronegipfel (2673) und Abstieg nach Cadino di sopra.

(Vergl. *G* und Blatt Niardo von *J* 25.)

Ich stieg 1904 von Malga Stabio di sotto (1816 *m*)[2]) ziemlich genau nach SSO wenig östlich einer Runse in die Höhe, um den Frerone längs des Grenzkammes von Valle di Stabio und Valbuona zu erreichen. Ganz unten am Gehänge traf ich O—W streichenden, steil stehenden Muschelkalk in der Fazies der inneren Kontaktzone mit deutlichen Kristallen von Granat und Epidot an. Daneben lagen aber sehr viele Tonalitblöcke herum und deuteten das Auftreten des auf *G* eingezeichneten Tonalitstockes des Trabucco an. Beim Aufstieg sah ich in einem Marmorblock einen etwa 12 *cm* mächtigen Gang von normalem hornblendehaltigem Tonalit. In 1950 *m* Höhe erreichte ich einen Ausläufer des westlichen Tonalitstockes und beobachtete daran, daß die Platten des auch hier normalen Gesteines O—W, also wie der Muschelkalk, streichen. Gleich darauf folgt aber wieder Muschelkalk; und in diesem fand ich in 2025 *m* Höhe einen nur 1 *cm* mächtigen, ganz scharf abgegrenzten Gang von etwas feinkörnigem, aber sonst normalem Tonalit. Die Runse westlich von meiner Aufstieglinie schien bis fast ganz unten hin vollständig aus Tonalit zu bestehen. Die Grenze gegen den Muschelkalk streicht etwa SSO (visiert S 17 O) und verläuft also fast senkrecht zum Streichen des Sedimentes. In diesem sah ich wiederholt schöne G r a n a t p e r i m o r p h o s e n um Marmor[3]).

Ich gelangte bei dem Aufstieg zu dem unbenannten Gipfel 2223 (*J* 25) nordöstlich des Monte Trabucco. Ich schlage für ihn den Namen C i m a d i B a l t z e r und für den gleichfalls unbenannten Paß 2174 *m* nordöstlich davon den Namen P a s s o d i B a l t z e r zu Ehren des ausgezeichneten und auch um die Adamellogeologie verdienten schweizerischen Geologen vor. Den M. Trabucco (2231) der Karten nennen die Einheimischen übrigens Cima di Bonello. Unter Trabucco verstehen sie den niedrigen westlicheren Vorgipfel des Trabucco der Karten. Dieser letztere besteht noch fast ganz aus Tonalit. Die Westgrenze der Tonalitmasse habe ich nicht begangen. Sie kann abweichend verlaufen.

Im Passo di Baltzer steht unterer Muschelkalk an und streicht N 55 O. Ebenso fand ich beim Aufstieg am „M. Costone“ der Karte[4]) zuerst vertikalen, ONO streichenden Muschelkalkmarmor. Weiter hinauf folgt normaler Tonalit mit der Hauptkluftrichtung N 70 W. Dieser Tonalit reicht auf der Westseite gegen Stabio ziemlich tief hinunter, auf der Ostseite bleibt zwischen ihm

[1]) Vergleiche unten.

[2]) Hütte, durch die das Fallzeichen nördlich des „*ta*“ in „Mga. Stabio“ auf *G* gezogen ist.

[3]) Ich schreibe absichtlich nicht Kalzit, weil es keine einheitlichen Kalzitkörner zu sein brauchen.

[4]) Ich hörte für ihn auch die Bezeichnung „Monte delle Scortegate“.

und dem Tonalit von Malga Valbuona noch ein schmaler Marmorstreifen, der schon auf pag. 282 erwähnt wurde. Im Muschelkalk des Kammes zwischen Cima di Baltzer und Costone sammelte ich einen der rotbraun verwitternden, die Marmorschichten schräg durchsetzenden Gänge (04, II. 6.) und einen Lagergang von einem Intrusivgestein von grauer Farbe mit rötlichen, wohl nur von der Verwitterung herrührenden Pünktchen (04, II. 7.). Beide sind wohl etwas mehr als 1 *m* mächtig. Auf dem Kamme folgt hinter dem Costone ein Einschnitt und dann ein nach NNW in das oberste Stabiotal vorspringender Bergrücken, der auf den Karten keinen Namen hat, mir aber von den Einheimischen als „Pallone del Forcellino di Valbuona" bezeichnet wurde. Auf *J* 25 trägt er die Höhenzahl 2411. Von dem gegen diesen Gipfel gekehrten Hange des Costone ist das Bild des Frerone, Taf. VI, Fig. 2, aufgenommen.

Im Vordergrunde sieht man die gegen das Stabiotal steil abfallenden Wände des Pallone. Dieser besteht im wesentlichen aus Kalk, und zwar wohl hauptsächlich aus Muschelkalk. Doch weiß ich nicht, ob nicht die im Bilde mit *E ?* versehenen auffällig weißen Massen links seines Gipfels bereits zum Esinokalk gehören. Die gegen den Beschauer gekehrte Wand zeigte in der Natur[1]) neben dem mächtigen quer verlaufenden geraden Gange intensive Faltung und dürfte demnach wohl ganz zum unteren Muschelkalk gehören. Um so auffälliger ist es, daß die fast weißen und nach Analogie anderer Punkte demnach wohl zum Apophysentonalit zu rechnenden Gänge nicht mitgefaltet sind[2]). Außerdem sieht man in dieser Wand an Ort und Stelle[3]) einen durchgehends schmalen und einen unten schmalen, oben breiter werdenden Lagergang der bereits oft zitierten rotbraun verwitternden Eruptivgesteine. Bemerkenswerterweise sind diese mit dem Muschelkalk mitgefaltet, also älter als die Tonalitintrusion. Die Schichtfolge am Frerone ergibt sich aus dem Bilde, nur daß die hinter dem Esinokalk des höchsten Kammes folgenden Raibler Schichten nicht sichtbar sind. Ganz im Hintergrunde erscheinen über dem Passo di Cadino die kulissenartig voreinander vortretenden Tonalitkämme der Cresta di Finkelstein, des Cornone und der Grapperi di Seroten.

Von unserem Wege aus sieht man auch den bereits in Figur 79 von SW gezeichneten M. Cadino sehr schön. Der höchste Gipfel scheint von Tonalit gebildet zu sein, der indessen dort wohl nur einen Gang im Marmor bildet. Darunter folgt eine halbmondförmige Marmormasse mit nach unten gerichteter Konkavität. Unter dem Halbmond sind auch von hier aus die in Figur 79 eingezeichneten Gänge der rotbraunen Intrusivgesteine im Tonalit sichtbar. Südöstlich des Passo di Cadino erkennt man vom Frerone aus zwei mitten im Tonalit liegende Marmorschollen, die auf *G* fehlen, weil ich ihre Orientierung nicht mit Sicherheit feststellen konnte.

Auf dem Kamme gelangte ich über unteren Muschelkalk hinweg zu dem unbenannten Gipfel 2564 (*J* 25) westlich des Freronekares. Ich nenne diesen für die Niveaubestimmung in der metamorphen Schichtfolge wichtigen Punkt nach dem um die Erforschung des Iseosees sehr verdienten Salmojraghi Cima di Salmojraghi (vergl. das Bild Taf. VI, Fig. 2). Von diesem Gipfel stieg ich in das Freronekar ab und auf der anderen Seite zu dem höchsten Gipfel hinauf. Die Cima di Salmojraghi besteht aus unzweifelhaften Reitzischichten, die hier bereits mit ganz charakteristischer Gesteinsbeschaffenheit auftreten und jenseits des Kares den höchsten Gipfel des Frerone selbst zusammensetzen[4]). Es ist weißer Marmor mit Quarzknollen und -lagen in dem eigenartigen

[1]) Im Bilde nicht erkennbar.

[2]) Der unterste Gang verläuft wellig, aber nicht wie die Schichtung.

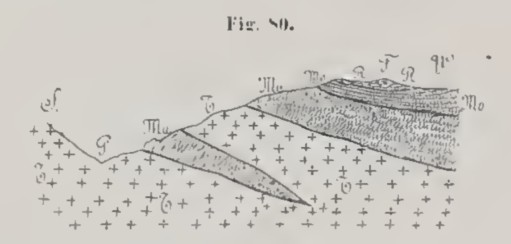
[3]) Nicht im Bilde.

[4]) Adami (1876, pag. 10—11) hatte bereits auf dem Gipfel des Frerone den Marmor beobachtet. Es ist schade, daß dieser ausgezeichnete Alpini-Offizier seine zahlreichen geologischen Funde nicht genauer beschrieben hat.

und leicht wieder zu erkennenden Gefüge, wie es dieselben Schichten sowohl in der Val Camonica (Cividate) wie in Judikarien (Creto) aufweisen. Unmittelbar nördlich des höchsten Gipfels des Frerone, aber tiefer, auf dem zur Porta di Stabio führenden Kamme stehen die im Bilde dunkel erscheinenden Wengener Schichten an. Dann folgt Esinomarmor, zu unterst mit dunklen Lagen von Wengener Schichten oder Intrusivgesteinen, weiterhin aber rein und in mächtiger Masse auftretend. Er reicht etwas über die Stelle hinaus, an welcher der von der Cima di Salmojraghi herüberziehende Grat den Porta di Stabio—Frerone-Kamm erreicht. Dann folgt ein System von im Bilde verdeckten bunten, gebänderten Schichten von wenigstens 50 *m* Mächtigkeit und dahinter die im Bilde deutlich erkennbare mächtige schneeweiße Hauptdolomitmasse. Ich habe zwar nur die Schichten bis zum Esinomarmor an Ort und Stelle untersuchen können. Es kann aber kein Zweifel an der Richtigkeit der stratigraphischen Deutung bestehen [1]). Leider war es mir nicht mehr möglich, das oberste Stabiokar am Frerone zu begehen, um die petrographische Beschaffenheit der Raibler Schichten und des Hauptdolomites zu untersuchen. Ich muß das meinem Nachfolger überlassen.

Man erkennt aus der Ferne deutlich, daß die Tonalitgrenze ein Stück weit südöstlich des Überganges an der Porta di Stabio liegt. Finkelstein (1889, pag. 308) erwähnt dort, „auf der Tonalitbasis zwei unbenannte und ungemessene Hörner, aus weißem Marmor bestehend".

Fig. 80.



Südostwand des Frerone wie in Taf. VII, Fig. 1. Schematisch.

F — Frerone. — *P* — Passo di Cadino. — *T* — Tonalit. — *R* = Reitzischichten. — *Mo* — oberer Muschelkalk. — *Mu* — unterer Muschelkalk. — Statt „*W*" (rechts oben) muß es „*N*" (Norden) heißen.

Vom Freronegipfel stieg ich in etwa südöstlicher Richtung über die steilen Grashänge zwischen den Felsen hindurch nach Cadino di sopra ab. Man vergl. dazu das Bild Taf. VI, Fig. 1, das diese SO-Wand des Frerone noch gut, wenn auch aus großer Ferne zeigt, Fig. 80 und das Bild Taf. VII, Fig. 1.

Ich gelangte dabei dem Streichen der Schichten entsprechend sehr bald in den unteren Muschelkalk, dann etwa beim „*M*" von „Mga Cadino di sopra" auf *G* in den Tonalit hinein. Im Muschelkalk fand ich einen 1—2 *dm* mächtigen, die Schichten schräg durchschneidenden Intrusivgang (04. 11. S.).

Im Bilde Taf. VII, Fig. 1 sieht man deutlich, wie sich in den unteren Muschelkalk eine mächtige, auch auf *G* angedeutete Apophyse von Tonalit hineinzieht. Die Begrenzung der Schichten erscheint so flach, weil sie fast im Streichen geschnitten sind. Sie fallen ganz steil nach hinten ein. Auch die in Figur 80 schematisch angedeutete Zickzackfaltung des unteren Muschelkalkes ist aus demselben Grunde unsichtbar.

[1]) Höchstens könnte noch zwischen dem Hauptdolomit und dem Tonalit der Porta di Stabio metamorphes Rhät auftreten. Doch ist das bei der enormen Mächtigkeit des Hauptdolomites (nach Bittner über 1000 *m*) nicht wahrscheinlich.

XVII. B. 6. Valle di Stabio und Umgebung.

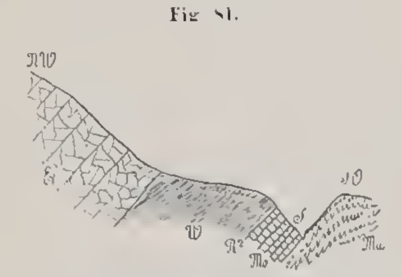
(Vergl. *G* und Blatt Niardo von *J* 25.)

Den Namen Valle di Stabio führt der obere durch einen kolossalen Steilabsturz oberhalb des Piano d'Astrio von dem tieferen Tale getrennte Abschnitt der Valle di Degna. Ich bitte bei den folgenden Angaben zu berücksichtigen, daß ich bei den Touren des Jahres 1898 noch nicht bei allen Niveaus in der Unterscheidung der Schichtglieder sicher war und insbesondere gar nicht mit der mir erst 1904 auf dem Frerone bekannt gewordenen Tatsache rechnete, daß auch Raibler Schichten und Hauptdolomit dort in der Kontaktzone vertreten sein könnten. Es würde mir jetzt ein leichtes sein durch erneuten Besuch die fraglichen Punkte aufzuklären. Leider konnte ich aber 1904, obwohl ich bis zum Taleingang kam, das Tal selbst nicht noch einmal begehen.

XVII. B. 6. z. Stabio di sotto—nördlicher Hang—Passo Sabbione di Croce (2071 [1]).

An der Hütte selbst fand ich ziemlich mächtige, aber ebenflächige Kalkbänke mit dicken Silikatzwischenschichten. Ich maß dort N 75 O-Streichen, steiles S-Fallen und möchte nach meinen Aufzeichnungen von 1898 glauben, daß die Schichten schon zum oberen Muschelkalk gehören.

Fig. 81.



Profilskizze durch den Nordhang von Stabio bei Malga Stabio di sotto

S = Schlucht nördlich der Hutte. — *E* — Esinomarmor. — *W* — Wengener Schichten. — *R* = ? Reitzischichten. *Mo* = oberer Muschelkalk. *Mu* = unterer Muschelkalk.

Anderseits zeichnete ich 1904 vom südlichen Gehänge aus einiger Entfernung die beistehende Profilskizze Nr. 81, die den Bau des Nordhanges zeigt, es aber durch die starke Zickzackfaltung bei Stabio di sotto wahrscheinlich macht, daß der Hügel bei der Hütte aus unterem Muschelkalk besteht.

Man vergleiche dies Profil auch im folgenden. In der Schlucht nördlich der Hütte stehen gleichfalls metamorphe, silikatreiche, abwechselnd helle und dunkle Kalkschichten in der Entwicklung der äußeren Kontaktzone an. Sie enthalten zum Teil rotbraun verwitternde Zwischenlagen von wahrscheinlich eruptivem Material. Daneben kommen aber auch echte Transversalgänge vor. Ich fand einen, der ganz wenig westlich von Norden streicht und steil nach O einfällt (98, VII. 9.).

Nach Norden hin fand ich über den geschilderten Schichten und diese zweifellos überlagernd ziemlich mächtig entwickelten weißen Marmor mit relativ wenigen und dünnen Silikatzwischenlagen (? Reitzischichten oder Wengener Schichten in der Esinokalkfazies), darüber die typischen hier meist ungeschichtet erscheinenden cordieritreichen Hornfelse der Wengener Schichten. Ich schätze deren Mächtigkeit auf ungefähr 100 *m*. Noch höher am Hange sah ich wieder weißen Marmor. An einer Stelle tritt eine gang- oder stockförmige Masse von normalem Tonalit

[1]) Auf *G* nur mit Höhenzahl.

auf. Man erkennt von hier aus sehr schön, daß der auf pag. 287 beschriebene Pallone del Forcellino di Valbnona (= 2411 auf *J* 25) im wesentlichen aus etwa ONO streichenden, annähernd vertikalen Kalken besteht. Ich ging von da auf den zum Teil glazial abgeschliffenen Wengener Schichten am Gehänge entlang. An einer Stelle zeigen sie deutliche Parallelstruktur mit N 75 W-Streichen und steilem N-Fallen. Auf der Wanderung zu dem auf *J* 25 erkennbaren Bergvorsprung NW von Malga Stabio di sopra trifft man über ihnen O—W streichenden, steil N fallenden Esinomarmor mit Zwischenlagen der rostbraun verwitternden Gesteine und schließlich auch ganz vereinzelten Lagen von Kontaktsilikaten. Noch weiter nördlich, nahe der dort zum Passo Sabbione di Croce hinauflaufenden Tonalitgrenze wechselt aber der Gesteinscharakter. Kompakte Kalkmarmorbänke wechsellagern mit zelligen Rauchwacken. Silikatzwischenlagen fehlen. Ich war 1898 noch geneigt diese Bildungen für Zellenkalk zu halten. Nach den Erfahrungen, die ich mittlerweile am Frerone, Monte Doja, Passo della Nuova und an anderen Orten gemacht habe, dürfte es sich um die untersten Raibler Schichten handeln.

Der Tonalit an der Grenze ist mittelkörnig. Er enthält viel Glimmer, aber auch etwas Hornblende. Zum Paß hinauf geht es zunächst über Tonalit mit viel Schlierenknödeln und schmalen, zum Teil sogar nur 1 *cm* breiten Intrusivgängen, schließlich wieder über Marmor hinweg. Einer der Gänge (98, VII. 12. und 13. 15.) enthält Tonalitbruchstücke. Die Schichten schneiden an dem Tonalit ab.

Der unbenannte Gipfel 2284 (*J* 25) westlich des Passes besteht aus hellem Marmor. Ich wollte ihn zu Ehren des um die topographische Erforschung der Adamellogruppe hochverdienten, leider inzwischen verstorbenen Prudenzini in Breno als Cima di Prudenzini bezeichnen. Doch ist dieser Name mittlerweile für den 3026 *m* hohen Gipfel der Macessokette im Salarnotal vergeben worden. Ich nenne ihn daher „Cima del Sabbione di Croce". (Einschaltung während der Korrektur.) Der Name „Sabbione" bezieht sich, wie schon Finkelstein (1889, pag. 325) hervorhob, auf den „eigentümlichen, aus den Verwitterungsprodukten von mineralreichem Marmor und von Tonalit gemischten Sand", der die Hänge an dem Passe bedeckt.

Finkelstein (l. c.) überschritt gleichfalls den Paß, hebt hervor, daß in ihm die Tonalitgrenze liegt und gibt an, daß die Grenze „hier steil, aber vom Tonalit weg fällt". Ich habe damals, ohne diese Angabe in Erinnerung zu haben, von Stabio aus eine rohe Profilskizze gezeichnet, nach der die Grenze unter den Tonalit einfallen und auch das Fallen der Schichten etwa nach NO gerichtet sein würde. Leider war es mir 1904, nachdem ich zu der Überzeugung gekommen war, daß dort wohl Raibler Schichten vorliegen, nicht mehr möglich den Paß noch einmal zu besuchen, so daß ich die wünschenswerte Nachprüfung nicht mehr vornehmen konnte.

XVII. B. 6 β. Stabio di sotto—Forcellini dell' Alta Guardia („ovest" und „est").

Die hier gewählte Bezeichnung hörte ich von den Einheimischen für den unbenannten Paß 2145 (*J* 25) unmittelbar SO des M. Alta Guardia (2226). Ich will diesen als Forcellino dell' ovest von dem östlichen gleichfalls unbenannten Übergange 2239 unterscheiden, auf den nordöstlich die Cima del Sabbione di Croce folgt. Zwischen den beiden Übergängen liegt der unbenannte, den Alta Guardia an Höhe übertreffende Gipfel 2262 (*J* 25), für den ich im folgenden die Bezeichnung „Cima Innominata" gebrauchen will.

Bei einer zweiten Wanderung (1898) ging ich von Stabio di sotto auf dem N-Gehänge des Tales schräg nach Westen in die Höhe. Ich überschritt die Gemeindegrenze (*J* 25) Niardo-Breno etwa an der 1890 *m*-Kurve. Unmittelbar hinter der Grenze fand ich dort typische meta-

morphe Reitzischichten anstehend, und zwar mit N-Fallen. Sie enthalten Hornstein-Knollen und -Netze mit Marmorangen. Durch diese Beobachtung ist das auf pag. 289 wiedergegebene Profil Nr. 81 seiner Deutung nach gesichert. Ein schmaler Pfad führt am Gehänge weiter nach Westen. An ihm gelangte ich nicht gleich in typische Wengener Schichten hinein, sondern in ziemlich dicke Marmorbänke mit tonigen Zwischenmitteln, von denen ich es auch hier, wie auf pag. 289, dahingestellt sein lasse, ob sie als Vertretung der obersten Reitzischichten oder der untersten Wengener Schichten aufzufassen sind. Ich sammelte dort Material von einem gelblichgrauen, ziemlich mächtigen Eruptivgang (98, XI. 1.). Erst darüber folgen die typischen Wengener Schichten.

In ihnen führt der Pfad zu einer verfallenen Wildheuerhütte und einem Bache. Am letzteren sind die Hornfelse gebankt, so daß ich die Orientierung messen konnte. Ich fand N 70 W-Streichen bei sehr steilem SW-Fallen. Der Bach bringt bereits schneeweißen Esinomarmor herunter. Hält man sich von dort am Hange nach Westen hinüber, so gelangt man aus den Wengener Schichten in Marmor vom Typus des Esinomarmors hinein und bleibt in diesem bis zur dritten Runse hinter der Hütte. Auf dem dahinter liegenden Rücken fand ich in 1935 *m* Höhe den dort hornblendefreien, von Biotitpegmatitadern durchsetzten Tonalit anstehend. Er gehörte bereits zu dem zusammenhangenden Tonalitgebiet des Alta Guardia. Ich kehrte zu der ersten Bachrunse zurück und stieg an ihr in die Höhe. Ein sehr auffälliger hoher, aus dem Gehange herausragender Fels besteht aus N 48 O streichendem, steil N fallendem weißem Esinomarmor mit wenigen dunklen Zwischenlagen. Ich notierte nun 1898, daß der Marmor bis zur Paßhöhe (offenbar Forcellino ovest) anhalt, sehr wenig tonige Zwischenlagen besitzt und wegen seiner Lage über den Wengener Schichten zum Esinokalk zu stellen ist. Vier Jahre später aber stieg ich vom Forcellino est schräg nach dem Piano d'Astrio ab [1]), leider ohne das andere Tagebuch bei mir zu haben. Damals notierte ich aber, daß ich beim Abstieg zuerst immer über „Wengener Schichten“ kam und nur an der Stelle, wo sich eine elende Hütte [2]) befand, einen Zug von weißem Marmor antraf, der als langer Streifen oder als ein System von Linsen am Hange in die Höhe zieht. Erst weiter im Westen traf ich den Hauptzug des „Esinomarmors“, der sich oben am Kamme zwischen die Cima Innominata (2262) und den Alta Guardia schiebt. Ich folgte dann einem nach dem Piano d'Astrio hinuntergehenden Wege und traf dort bald den zusammenhangenden Tonalit. Kurz vor dem Piano d'Astrio geht es über etwas Grundmoräne hinweg; dann steht stark gefalteter, aber im großen und ganzen O—W streichender saigerer Werneritmuschelkalk der äußeren Kontaktzone an. Der Talboden des „Piano d'Astrio“ ist von Moräne bedeckt.

Wahrscheinlich erklärt sich der Unterschied zwischen den Angaben meiner Tagebücher daraus, daß ich 1898 weiter im Westen in der „Esinokalkzone“ längs des Tonalites in die Höhe stieg, 1902 aber beim Abstieg mehr östlich in den „Wengener Schichten“ blieb [3]). Ob der bei dieser Wanderung erwähnte Zug von weißem Marmor bei der Hütte mit den oben erwahnten, noch unter den eigentlichen Wengener Schichten gelegenen Marmorschichten identisch ist, das habe ich leider nicht mehr in Erinnerung. Vom Forcellino ovest aus verfolgte ich den in der Nähe des Passes überall mit Salzsäure brausenden Marmor noch ein kleines Stück weit auf dem Kamme gegen den M. Alta Guardia hin. Er enthalt dort keine Silikatzwischenlagen, streicht unmittelbar westlich des Passes N 25 W bei NO-Fallen und wird von einer Apophyse von normalem

[1]) Man vergleiche im folgenden die Wanderung Ferone—Forcellino est.

[2]) ? Dieselbe wie oben

[3]) Oder dadurch, daß über dem Esinomarmor metamorphe Raibler Schichten, den Wengenern ähnlich, und Hauptdolomitmarmor liegen?

Tonalit, die Marmorbruchstücke enthält, abgeschnitten. Nach ihr folgt aber von neuem eine kurze Strecke weit Marmor, und zwar anscheinend mit WNW-Streichen. Hier setzt ein grüner Eruptivgang auf (98, XI. 3.). Erst nach dieser zweiten Marmorzone erreicht man den dort stark verwitterten Tonalit des Alta Guardia und trifft darin einen zweiten grünen Gang an (98, XI. 5*a*.), der aber wohl nur eine Apophyse des ersten ist.

Man sieht von hier oben sehr gut, daß auch der äußere Gipfel des Zincone im Norden oben aus Marmor besteht, während das ganze gegen Campedelli gekehrte Gehänge mit Ausnahme der höchsten Teile des nächsten Gipfels von Tonalit gebildet wird.

Beim Abstieg gegen Campedelli bleibt man noch ein kleines Stück weit im Marmor. Dann folgen Schutthalden und alte Lokalmoranen mit Tonalit, Porphyriten, reinem Marmor und ganz seltenen Stücken von Hessonitmarmor. Unter der ersten Hütte stellen sich auch vielfach Stücke von Wengener Schichten ein, die, wie wir in dem nächsten Abschnitt sehen werden, vom Forcellino est herrühren dürften. Noch tiefer trifft man wieder hauptsachlich Schutt von Tonalit und Marmor an. In dem Tonalit sah ich viel Pegmatitadern und Schlierenknödel. Letztere sind auch hier gern parallel verflößt. In der Nahe der Sennhütten (? zwischen ihnen) fand ich ein loses Stück, das aus einem schmalen, noch auf beiden Seiten vom Tonalit begrenzten Porphyritgang (98, XI. 5*b*) besteht. Unter Campedelli di sotto bog ich links vom Wege zu einer schlechten Quelle ab, stieg dann gerade zu dem Hauptwege hinunter und erreichte so schließlich den auf pag. 42 beschriebenen Weg. Anstehend ist von Campedelli di sopra an nur Tonalit zu sehen.

XVII. B. 6. γ. C. Ferone (1790)—Passo del Zincone[1])—Forcellino est dell'Alta Guardia[2]).

Über die Wanderung von Niardo zur Casa Ferone vergleiche man pag. 43.

Bei Ferone sieht man sehr gut, daß der ganze Kamm vom M. Stabio bis zum Passo del Sabbione di Croce aus Tonalit besteht. Die grüne Wiese unter der Casa Ferone entspricht einer ausgeprägten Talstufe: und ebenso ist oberhalb der Malga eine solche Stufe entwickelt.

Südlich von Ferone steigt gegen den Zinconekamm hin der in der Abbildung Taf. VIII Fig. 1 dargestellte Felsrücken auf. Er ist von SO aus aufgenommen.

Man erkennt, daß während die tieferen Teile des Gehänges aus Tonalit bestehen, der eigentliche Zinconekamm von steil aufgerichteten, dem Gehänge fast parallel streichenden Marmorschichten zusammengesetzt wird. Die bekannten rostbraun verwitternden Gesteine zeigen ihre Lagergangnatur dadurch, daß an einer Stelle (*x*) eine deutliche, schräg zur Schichtung verlaufende Apophyse entwickelt ist und daß auch die Grenzen der Hauptgänge stellenweise die Schichtflächen abschneiden.

Noch unter den im Bilde ganz rechts unten erscheinenden Tonalitfelsen ist am Hange Marmor aufgeschlossen, wird aber seinerseits auch wieder nach unten von Tonalit begrenzt. Dieser untere Marmor ist von Ferone mit geringem Zeitaufwand zu erreichen. Er ist weiß, ziemlich dickbankig, enthalt auffällig wenig tonige Zwischenlagen und hat eher den Habitus des Esinokalkes[3]) als tieferer Schichten. Er streicht ungefahr NNW und steht im ganzen senkrecht, ist aber stark verbogen. Ich sammelte dort in der Halde eigentümliche Diopsidpegmatite, wie ich sie noch von Stabio di sopra anzuführen haben werde, von welcher Örtlichkeit ich sie schon 1899, I., pag. 34.

[1]) So nenne ich den unbenannten Paß zwischen dem M. Zincone (2275) und der Cima del Sabbione di Croce. Vergl. pag. 290

[2]) Vergl. pag. 290.

[3]) ? Hauptdolomites.

beschrieben habe. Leider unterließ ich es 1902 bei der Wanderung die Kalkmassen des Zincone genauer zu begehen. Ich rechnete damals nicht mit der Möglichkeit, daß noch jüngere Schichten als Esinokalk dort in der Kontaktzone vertreten sein könnten.

Weiter im Süden gabelt sich das Tal und der Weg. Links (östlich) geht es zum Passo del Sabbione di Croce hinauf. Rechts (westlich) führt der Weg an einem isolierten Felsbuckel [1]) vorbei zum Passo del Zincone. Der Fels besteht aus Hornfelsen vom Typus der Wengener Schichten. Sie besitzen eine NO streichende, steil SO fallende Plattung, während es, aus der Ferne wenigstens, so aussieht, als ob der Marmor am Passo Sabbione etwa N 15 O streicht und ganz steil O fällt. Die „Wengener Schichten" ziehen sich über den Passo del Zincone hinüber in den oberen Campedellikessel zur Cima Innominata (2262). Vor dem Anfstieg zu dem Passe sah ich im obersten Feronekessel auch metamorphe Hornsteinkalke in Blöcken und war damals der Meinung, daß diese von Reitzischichten herrührten [2]).

In dem Kamme, der vom Alta Guardia nach N zieht, erkennt man einige auffällig helle Felsgebiete. Doch sah ich mit dem Trièderbinokel, daß sie nicht aus Marmor, sondern aus besonders hellem Tonalit bestehen. Zwischen dem Passo del Zincone und dem Forcellino est dell' Alta Guardia traf ich erst wieder die „Wengener Schichten", dann etwas weißen Marmor, dann wieder „Wengener Schichten" anstehend an. Diese setzen einen Teil des Kammes für sich allein zusammen. Doch legt sich, wie schon beschrieben, auf der Nordseite der Cima Innominata vor sie eine Zone von weißem Marmor, die direkt gegen den Tonalit des Alta Guardia grenzt.

In den vorhergehenden Auseinandersetzungen habe ich es absichtlich vermieden eine stratigraphische Bezeichnung für den Marmor des nördlichen Zinconekammes anzuwenden und mich über die Bedeutung der in dem ganzen Gebiet stark wechselnden Schichtstellungen auszusprechen. Sicher sind auf der Nordseite des Stabiotales Hornfelse vom Typus der Wengener Schichten in ungewöhnlicher Mächtigkeit entwickelt. Unter ihnen tritt eine unbedeutende, über ihnen eine mächtige Masse von Marmor vom Habitus des Esinomarmors auf. Aber auch in sie selbst ist nach den Beobachtungen an den Forcellini dell' Alta Guardia und am Südhange dieses Berges wohl wenigstens stellenweise eine ähnliche unbedeutende Marmorzone eingeschaltet. Es ist mir nun erst nach Vollendung der Karte eingefallen, daß möglicherweise auf der Nordwestseite von Stabio ähnliche Faziesverhältnisse herrschen könnten wie bei Toline am Iseosee (pag. 251), wo der Esinokalk nur ganz schwach, die Wengener und Raibler Schichten aber in um so größerer Mächtigkeit, und zwar in fast kalkfreien Gesteinsfazies entwickelt sind. Dann wären die in die Wengener Hornfelse eingeschaltete Marmorzone als einzige Vertretung der normalen Gesteinsfazies des Esinokalkes, die darüber liegenden „Wengener" Hornfelse zum Teil schon als Raibler Schichten [3]) und die oberen mächtigen Marmormassen unmittelbar am Guardiatonalit und im Zincone als Hauptdolomit zu deuten.

Eine einzige Begehung des Nordhanges von Stabio würde mir jetzt zur Entscheidung dieser Frage ausreichen. Sicher ist mir so nur, daß der untere Teil der Hornfelse vom Wengener Typus wirklich ein stratigraphisches Äquivalent der Wengener Schichten darstellt. Die Unterlagerung dieser Bildungen durch echte Reitzischichten und die Verhältnisse am Frerone selbst schließen in dieser Hinsicht jeden Zweifel aus.

[1]) Auf *J* 25 deutlich.

[2]) Man vergl. indessen weiter unten.

[3]) Zu diesen wären dann auch die oben erwähnten Blöcke von Hornsteinkalken im obersten Feronetal zu rechnen.

Anderseits muß man aber mit der Möglichkeit rechnen, daß die Wengener Schichten tatsächlich auf der NW-Seite von Stabio eine ungewöhnliche Mächtigkeit erreichen könnten. Wissen wir doch, daß sie schon in der Adamellogruppe selbst (Umgebung von Cividate und Prestine, Mte. Doja) stark wechselnde Mächtigkeiten aufweisen und an anderen Stellen der Südalpen sogar Inseln bilden konnten [1]). Es wäre also möglich, daß die „Wengener" Hornfelse auf der Nordwestseite von Stabio den Rest einer dann wohl im wesentlichen aus feinem vulkanischem Material aufgebauten Insel darstellen. Die auf pag. 290 u. 293 angedeutete Schwenkung des Streichens am Passo Sabbione di Croce könnte damit zusammenhängen und würde eine zum Teil primäre Erscheinung, nämlich in der Anlage schon durch die Form der alten Insel bedingt, sein, während wir sie im anderen Falle nur als Anpassung an die Tonalitkontaktfläche aufzufassen hätten.

Für diese letztere Annahme scheint aber wieder das oberhalb C. Ferone beobachtete einigermaßen mit der Orientierung der Schichten am Sabbione di Croce stimmende NNW-Streichen der dort ganz saigeren Schichten zu sprechen. Es bog eben auch hier wohl ursprünglich eine den Zonen von Gallinera, Blumone und Rossola analoge Sedimentzunge nach NNW ab und stellte die Verbindung mit dem normalen Triasgebirge der Val Camonica her. Der Zinconemarmor ist der letzte Rest dieser Zunge. Ob das NNW-, beziehungsweise WNW-Streichen des Marmors am Forcellino ovest dell' Alta Guardia auf dieselbe Abbiegung deutet oder durch lokale Störungen in der Nähe der Tonalitgrenzfläche zu erklären ist, vermag ich nicht zu entscheiden.

Ist die zweite Erklärung der Mächtigkeit der Wengener Schichten richtig, dann sind natürlich die Marmormassen des Zincone in der auf *G* durchgeführten Weise als Esinokalk zu deuten.

XVII. B. 6. δ. Stabio di sopra und Umgebung—Abstieg von Stabio di sopra nach dem Piano d'Astrio.

Stabio di sopra ist die nördlichere der beiden auf *G* eingezeichneten Malghe Stabio. Sie liegt an einem alten Seebecken. Ich machte 1898 von dort eine Tour in den obersten Talkessel hinein. Auf der nördlichen Seite steht überall Tonalit an, und zwar enthält das Gestein auffällig wenig Biotit, viel Hornblende und ziemlich viel makroskopisch erkennbaren Titanit. Leider habe ich mich bei den weiteren Einträgen im Tagebuch etwas undeutlich über die topographische Orientierung ausgedrückt und bin nicht mehr ganz sicher, auf welche der Runsen der *J* 25-Karte sich meine Angaben beziehen. Es wäre deshalb auch möglich, daß auf *G* die Grenzen zu weit nach Norden verschoben sind. Ich zitiere deshalb im folgenden die betreffenden Ausdrücke meines Tagebuches wörtlich. Meinem Nachfolger wird es an Ort und Stelle leicht möglich sein sich mit ihrer Hilfe zu orientieren. Ich fand beim Hinübergehen nach rechts (Süden) zunächst anstehend überall Tonalit, „in dem Schuttkegel", aber (wohl zwischen den beiden Hauptbächen) sehr wenig Tonalitmaterial und fast nur metamorphe Triasgesteine. Auf dem rechten Ufer der „tief eingeschnittenen Runse" [2]) steht ein eigentümlich rostbraun verwitterndes Gestein von Hornfelscharakter

[1]) v. Mojsisovics, „Dolomitriffe", 1879, pag. 57 führt die von Stur bestimmte Flora der Wengener Schichten auf, die allerdings nicht auf ihnen gewachsen zu sein brauchte. Man vergl. auch Salomon, „Geol. und paläontol. Studien über die Marmolata", Palaeontographica, 42, 1895, pag. 20 und v. Keyserling, „Über ein Kohlenvorkommen in den Wengener Schichten der Südtiroler Trias", Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanst. Wien 1902, pag. 57—61; v. K. denkt allerdings an submarine Ablagerung der Kohle. Doch müssen jedenfalls Inseln vorhanden gewesen sein, von denen die Pflanzen stammten; und diese Inseln waren wohl nicht sämtlich „Karbonatriffe".

[2]) Wohl der WNW gerichteten Runse des Südbaches

an. Ein Tonalitblock umschloß zahlreiche unregelmäßig begrenzte Einschlüsse davon. In der Runse selbst ist der Kontakt zwischen den beiden Gesteinen erschlossen, und zwar dringt der anscheinend hornblendefreie Tonalit in Apophysen in den Hornfels ein. In dem Hornfels treten Marmorlinsen auf. Er hat offenbar nichts mit den ebenso gefärbten Intrusivgesteinen zu tun, die wir so oft in der Kontaktzone oder im Tonalit selbst fanden, sondern ist ein verändertes Sediment. An Ort und Stelle hielt ich ihn für ein stark metamorphosiertes Glied der Wengener Schichten und diese Deutung stimmt gut mit den Beobachtungen weiter im Süden. Der Tonalit bildet wohl nur eine kleinere stock- oder gangartige Masse. Von oben kommen Stücke von reinem Marmor und von gebändertem Silikatmarmor herunter.

Ich stieg über die Tonalitklippen auf das linke Ufer hinüber zu den plattigen offenbar dem Muschelkalk angehörigen Marmorfelsen des Pallone del Forcellino di Valbuona (2411 auf *J* 25, vergl. pag. 287). Die riesenhaften, ganz steilstehenden Schichtplatten dieses Berges sind selbst für den an alpine Verhältnisse gewöhnten Beobachter ein großartiges Schauspiel. Hier sammelte ich in der Schutthalde die 1899, I. 34. beschriebenen Diopsidpegmatitgänge und eine Anzahl von Marmorstücken mit sehr schön kristallisiertem Granat und anderen Silikaten. In der nächsten Runse fand ich etwas höher einen interessanten Aufschluß. Eine 25—30 *cm* breite Apophyse von mittelkörnigem, etwas verwittertem, normalem Tonalit wird auf beiden Seiten von je einer rotbraunen Granathornfelslage von etwas geringerer Mächtigkeit begleitet. Auf den Granathornfels folgt streng symmetrisch Marmor. Oben wird der Gang allmählich etwas mächtiger und erreicht schließlich über einen halben Meter Dicke. Man könnte auf den ersten Blick zu glauben geneigt sein, daß der Granathornfels durch besonders intensive Metamorphose aus dem Marmor entstanden sei. Indessen sieht man, daß der Hornfels nur eine Linse im Marmor bildet, und daß diese vom Tonalit etwas schräg, nicht genau symmetrisch durchsetzt wird. Der Granathornfels entspricht also wie gewöhnlich einer präexistierenden Mergellinse des Kalkes. Diese Feststellung war mir um so interessanter, als der Hornfels dem in der Odenwaldliteratur berühmten, aber seiner Lagerungsform nach unklaren, weil zu schlecht aufgeschlossenen Granathornfels der Hohen Waid bei Heidelberg täuschend ähnlich ist. Die Granatindividuen erreichen bis 4 *cm* Durchmesser. Die größte Mächtigkeit der in den riesenhaften steilstehenden Marmorschichtplatten prachtvoll erschlossenen Linse beträgt 40—45 *cm*, ihre Horizontalausdehnung etwa 4 *m*, ihre Höhe ist noch größer. Die Schichten des Muschelkalkes streichen ONO und fallen ganz steil nach N ein; der Tonalitgang streicht SO und fällt äußerst steil nach SW. Die kolossalen Schichtplatten oben am Berge haben im Osten ungefähr O—W-Streichen: weiter im Westen streichen sie N 40 O bei stets steilem N-Fallen. Den Schichtflächen sind nicht selten mächtige Platten von normalem Tonalit eingeschaltet, die nichts anderes als Lagergänge sind. An der Bergecke gegen Stabio di sopra fand ich aber normalen Tonalit in dünnen N 15 O streichenden und steil W fallenden Platten aufgeschlossen. Diese intensive Durchdringung der ganzen Masse des Muschelkalkes durch Apophysen des meiner Anschauung nach hier in der Tiefe verborgenen Haupttonalitmassives erklärt auch die ungewöhnlich starke Umwandlung der Sedimente, die sich überall im Stadium der inneren Kontaktzone befinden. Wernerit (Dipyr) fehlt ganz. Granat und Vesuvian herrschen vor, der Marmor ist hell gefärbt und deutlich körnig. Selbst ganz dünne Beläge der Marmorflächen sind hier in rotbraunen Granathornfels verwandelt, während dieselben Schichten sonst meist nur ein Gewirr von Wernеritnädelchen und -täfelchen anderer Silikate ohne Granat ergeben (Valbuona und Val Fredda di Campolaro, Niardo, Eingang von Stabio, Trabucco usw.). Ich sammelte in dieser Gegend auch Material von einem eigentümlichen gegabelten dichten Intrusivgang (98, VIII. 9. und 10.). Außer an der Gabelungsstelle verläuft er den Schichtflächen parallel.

Der Hauptgang ist 2—3 *dm*, das Nebentrum 1½ *cm* breit. Typische Reitzischichten habe ich auf der ganzen Wanderung meiner Erinnerung nach nicht gesehen.

Beim Abstieg von Stabio di sopra nach dem Silter di Stabio (*J* 25) und Stabio di sotto beobachtete ich gleich hinter der oberen Hütte Marmorschichten, die mir den auf pag. 289 erwähnten, ihrer Stellung nach fraglichen Schichten unmittelbar unter den Wengener Schichten zu entsprechen schienen. Sie streichen O—W und fallen ganz steil nach N ein. Oberhalb des Silter ist in einem Hügel Tonalit mit vielen Einschlüssen von metamorphen Triasgesteinen aufgeschlossen. In der vom Costone herunterkommenden Runse dahinter fand ich massenhaft Trümmer von metamorphem Muschelkalk der äußeren Kontaktzone. Er enthalt ein in kleinen rosettenartigen Aggregaten auftretendes Mineral, das mir auch von Valbuona di Campolaro und anderen Fundorten bekannt ist, das ich aber noch nicht untersuchen konnte. Das Gestein muß in der Nähe anstehen. In einer anderen Runse unmittelbar daneben beobachtete ich einen 3 *m* mächtigen Gang von Tonalit in dem Muschelkalk. Der Tonalit ist sehr arm an Glimmer, sehr reich an Hornblende und Schlierenknödeln. Weiterhin folgt die aus normalem Tonalit mit viel Schlierenknödeln bestehende stockförmige Masse des Trabucco, unter der sich aber am Gehänge der Kalk entlang zieht. Der direkte Abstieg nach dem Pian d'Astrio ist sehr steil. Er führt meiner Erinnerung nach ganz über Muschelkalk hinunter. Doch habe ich ihn leider nur bei Regen gemacht und deshalb nicht sehr sorgfältig beobachten können [1].

XVII. B. 6. z. Santella di Degna—Nemplaz—Kamm des M. Alta Guardia (2226).

Nördlich der kleinen schon auf pag. 54 und 283—284 erwähnten Kapelle zieht sich ein Trockental in Ostrichtung in das Gehänge des Alta Guardia-Berges hinein. Dort stehen auf der rechten Talseite die an dieser Stelle zuerst von Cozzaglio [2]) entdeckten Wernerit- (Dipyr-) Kalke des unteren Muschelkalkes in etwa 885 *m* Meereshöhe an. Sie streichen N 60—85 W und fallen äußerst steil nach S ein. Der Wernerit ist nicht in allen, aber in sehr vielen Bänken vorhanden. Der Kalk ist dunkel gefärbt. Es ist die gewöhnliche Fazies der äußeren Kontaktzone. Ich ging von dort auf die linke Talseite zu einer Hütte hinüber und dann an den Wänden des Tales auf schmalem Pfade oder ohne Weg in die Höhe. Ich sah dort überall den unteren Muschelkalk in den bekannten dünnschichtig alternierenden Kalk- und Tonbänken, aber überall im metamorphen Zustande. Der Wernerit hält eine ganze Zeit lang an. Wernerítkalk ist zum Beispiel prachtvoll bei der erwähnten und auf *J* 25 eingezeichneten Hütte aufgeschlossen. Später, gegen den Tonalit hin, verschwindet der Wernerit; der Kalk fängt an sich in einen grauen feinkörnigen Marmor umzuwandeln; die tonigen Lagen weisen aber meistens keine kristallisierten Silikate auf. Dabei bleibt das Streichen immer WNW, das Fallen ist vorherrschend steil nach S gerichtet. Die Schichten sind aber auch hier in der so oft bereits für den unteren Muschelkalk der Kontaktzone angeführten charakteristischen Weise in äußerst steile und scharfe, fast isoklinal komprimierte Zickzackfalten geworfen. Ich fand auf der linken Seite in dem Kalke einen fast dichten Eruptivgang mit kleinen weißen Einsprenglingen (98, X. 2.). Weiter oben stieg ich wieder auf die rechte Talseite hinüber und fand dort kurz unter dem Tonalit von neuem grauen Kalk von der Fazies der äußeren Kontaktzone mit einem nadelförmigen, nicht zum Wernerit gehörigen Silikat [3]) in den ursprünglich tonigen Lagen.

[1]) Unsicheren Gängern bei nassem Wetter gefährlich!

[2]) Das Mineralog. Institut d. Univers. Pavia erhielt die von Cozzaglio dort gesammelten Stücke etwa 1893. Ich bearbeitete sie zusammen mit meinem eigenen Material. Vergl. Salomon 1895, I., pag. 161.

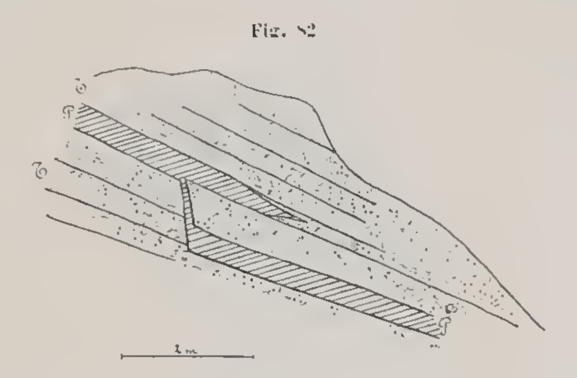
[3]) Längsschnitte sehr oft schief auslöschend, Querschnitte rhombisch, hornblendeartig.

Unmittelbar vor dem Tonalit, also noch im Kalk, setzt ein mehrere Meter mächtiger rotbraun verwitternder Eruptivgang auf, der ungefähr NW streicht und nach N einfällt. Er sieht infolge des reichlichen Auftretens von ziemlich großen Einsprenglingen von Quarz, Biotit und Feldspat auf den ersten Blick tonalitähnlich aus, hat aber eine Grundmasse und ein fast dichtes einsprenglingsarmes Salband, ist also bestimmt keine Tonalitapophyse. Es wird von pegmatitischen Adern durchzogen (98, X. 5 *a. b.*).

Hinter diesem Gang folgt noch ganz wenig Kalk und in 1245 *m* Höhe der dort auf größere Strecken hin hornblendefreie Tonalit. Eine Scholle von Marmor mit nicht deutlich kristallisierten Silikaten ist in den Tonalit eingeschlossen. Eine innere Kontaktzone von weißem Marmor mit großen Kristallen von Granat, Vesuvian usw., wie wir sie sonst fast immer angetroffen haben, fehlt hier, ist aber, wie wir auf pag. 41 und 42 sahen, wenig nordwestlich dieser Stelle, an der nördlich gerichteten Tonalitgrenze von Porcile wieder vorhanden.

Die schöne Mattenhochfläche von Nemplaz ist von Moräne bedeckt. In einem riesigen Block von Tonalit hat der frühere Besitzer der Alm mit großen Kosten förmliche Zimmer aussprengen lassen.

Fig. 82



Fels zwischen Nempläz und Alta Guardia.

Gegabelter Porphyritgang (*P*) im Tonalit (*T*), den Schrumpfungsfugen folgend

Ich hielt mich nun schräg am Hange in die Höhe, um auf den Kamm des M. Alta Guardia zu gelangen und stieg und kletterte auf diesem bis dicht unter den höchsten Gipfel (2226) entlang. Der ganze Berg besteht aus hornblendereichem, aber auch glimmerführendem Tonalit. Schlierenknodel sind normal vorhanden. In einem riesigen, sehr deutlich geplatteten Block, nicht sehr weit hinter Nempläz, beobachtete ich einen ganz interessanten, in der beistehenden Skizze 82 wiedergegebenen Porphyritgang (98, X. 7.).

Abgesehen von dem Gabelast folgt der Gang genau der Plattung des Tonalites, die demnach, wie im allgemeinen Teile hervorgehoben werden wird, eine primäre Absonderungserscheinung sein muß. Diese Plattung ist nun in dem ganzen nach S gerichteten Hang des Alta Guardia prachtvoll entwickelt. Das auf Taf. VIII, Fig. 2 wiedergegebene Bild, das ich 1904 vom Dosso del Termine aus aufnahm, zeigt die auf weite Strecken gleich orientierten Plattenflächen.

An Ort und Stelle fand ich für die Hauptkluftrichtung unten am Hange, wenig oberhalb Nempläz, N 55 W-Streichen bei annähernd vertikaler Stellung, oben am Kamme aber N 85 W-Streichen bei sehr steilem S-Fallen.

XVIII. Zentrale Tonalitregion.

Schon in der vorhergehenden Darstellung sind eine Reihe von Mitteilungen über die inneren Teile des Tonalitmassives enthalten. Ich verweise zum Beispiel auf die Abschnitte: V. A. 1., pag. 84; V. B. 2., pag. 89; VI. 4., pag. 122; IX. B. 6., pag. 146; XVI. 4., pag. 264.

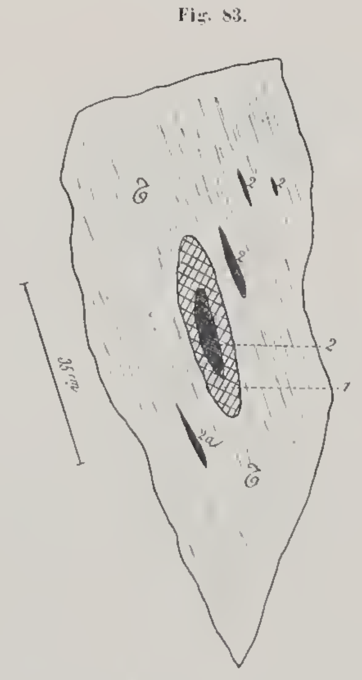
Indessen möchte ich noch einige Angaben hinzufügen, muß allerdings auch hier hervorheben, daß ich bei meinen Untersuchungen über den Bau der zentralen Teile in bezug auf manche Erscheinungen nur wenig brauchbares Material gesammelt habe. Insbesondere gelang es mir nicht hinreichende Beobachtungen über die Stellung der mich lebhaft interessierenden Kluftsysteme zu bekommen. Es wäre sehr dankenswert, wenn ein anderer Forscher sich dieser Frage annehmen wollte.

XVIII. 1. Val di Genova.

(Vergl. *G. O 25, O 50, A.*)

Die Wanderung durch dies auch landschaftlich großartige, sehr stark übertiefte Tal ist besonders für das Studium des gegenseitigen Verhaltens des Tonalites und der in ihm auftretenden Aplite, Pegmatite und Schlierenknödel wichtig. Die frühere Glasfabrik am Ausgang des Tales baute

Fig. 83.



Block von Tonalitgneis nicht weit von der Osteria del Ponte Lares

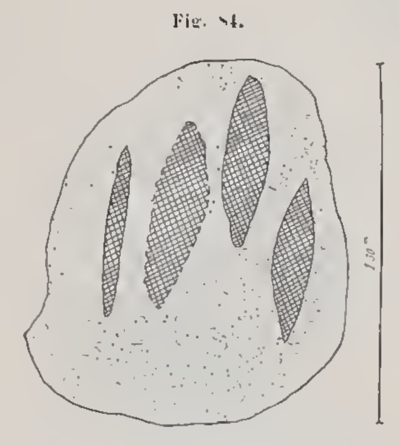
T = normaler Hornblende-armer oder -freier Tonalitgneis. — 1 = mittelbasisches Schlierenknödel (äußere Grenze unscharf). — 2 = stark basische Schlierenknodel mit schärferen, 2*a* mit unscharfen äußeren Grenzen.

den Quarz nicht etwa an Ort und Stelle, sondern, wie mir mitgeteilt wurde, bei Giustino und angeblich auch auf dem rechten Ufer des Sarca gegenüber Giustino ab. Geht man von den Gebäuden der Fabrik zu der Talstraße hinauf, so findet man glimmerreichen, schwach flaserigen, hornblendeführenden Tonalit. Die Flaserung scheint zuerst etwa N 55 O zu streichen und steil nach NW zu

fallen. Bald darauf aber ist an der Straße eine deutliche Klüftung und eine nicht sehr deutliche, aber doch unverkennbare Flaserung, beide mit NNO-Streichen und etwa 50—60° W-Fallen zu beobachten. Es stellen sich dann auch Varietäten ein, die sehr hornblendereich sind. Das Streichen und Fallen bleibt einige Zeit konstant und stimmt, wie auch bereits bemerkt sei, gut mit der Orientierung der Tonalitgneise an der Nambronebrücke überein.

Weiter taleinwärts ist der Tonalit meist normal hornblendehaltig oder sogar hornblendereich; nur selten treten dazwischen hornblendearme, glimmerreiche Varietäten auf. Die Parallelstruktur ist in den letzteren ausgesprochener als in den hornblendereichen. Die Schlierenknödel liegen aber in beiden, soweit sie verlängert sind, parallel. Die Flaserung der Gesteine hält bis zur Osteria del Ponte Lares deutlich an. Von da an bis zu der auf das rechte Ufer führenden Brücke hinter dem Larestal sind die Aufschlüsse spärlich. Es scheint aber, daß die Flaserung hier nicht mehr so deutlich ist: und unmittelbar hinter der Brücke fehlt sie ganz. Dann tritt sie aber wieder eine kurze Strecke lang in ausgesprochener Entwicklung auf. Die Schlierenknödel sind auch hier

Fig. 84.



Block von sehr undeutlich flaserigem Hornblendetonalit an der ersten Säge der Val di Genova.
—— scharfe, - - - - - unscharfe Grenzen der im Tonalit parallel schwimmenden Schlierenknödel.

parallel gestellt und manchmal sogar blattförmig ausgezogen. Nach dieser kurzen Strecke beginnt aber, schon vor Ragada, normaler Tonalit und hält bis zum Rifugio Bolognini und der Mandronehütte an. Ich habe eine große Anzahl der interessantesten Blöcke und Felsflächen skizziert, viel Material zur petrographischen Untersuchung gesammelt und möchte hier wenigstens diejenigen Zeichnungen mitteilen, die mir für die geologische Auffassung der Schlierenknödel von Bedeutung zu sein scheinen. Die Fig. 83 zeigt eine der Flächen eines Blockes von Tonalitgneis, den ich unterhalb der Osteria del Ponte Lares fand. Er liegt sehr wenig talabwärts von einer kleinen Quelle, über der ein Heiligenbild errichtet ist, links vom Wege, wenn man talaufwärts geht. Das Gestein ist glimmerreich und führt wenig oder gar keine Hornblende. Sämtliche Schlierenknödel sind parallel der Flaserung angeordnet und zum Teil ziemlich spitz ausgezogen. Das größte, etwa 35 *cm* lange ist nach außen unscharf begrenzt und enthält einen noch wesentlich basischeren, nach außen schärfer begrenzten Kern, dessen Farbe und mineralogische Zusammensetzung mit der der kleineren Schlierenknödel übereinstimmt. Von den letzteren ist nach meinen Aufzeichnungen wohl nur das unterste etwas unscharf, die anderen sämtlich deutlicher begrenzt. Es ist dies

38*

der einzige mir aus der Adamellogruppe [1]) bekannte Fall, in dem ein Schlierenknödel einen solchen Kern hat.

Auch in der Fig. 84 tritt die parallele Verfloßung der zum Teil ziemlich spitz auslaufenden Schlierenknödel deutlich hervor. Ich fand diesen Block oberhalb der Glasfabrik, schon etwas talaufwarts von dem 3 *km*-Zeichen bei der ersten auf *O* 25 und *A* eingezeichneten und mit der Höhenzahl 876 versehenen Sage. Wichtig scheint mir daran die Tatsache zu sein, daß eines der vier Schlierenknödel unscharf, die drei es umgebenden anderen aber scharf begrenzt sind. Ferner ist es von Bedeutung, daß die ausgesprochene Verlängerung der Schlierenknödel in gar keinem Verhältnis zu der sehr geringen Flaserungsstarke des umgebenden Gesteines steht.

Fig. 85.

Tonalitblock mit zerrissenem Schlierenknödel bei Genova. (Val di Genova.)

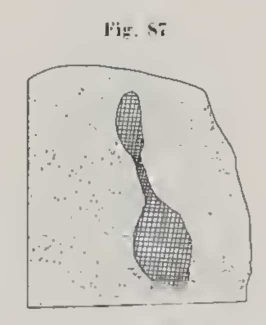
Fig. 86.



Zerrissenes Schlierenknödel im Tonalit desselben Blockes wie in Fig. 85. Gleicher Maßstab.

Die Figuren 85 und 86 stellen zwei verschiedene, durch normalen Tonalit zerrissene und getrennte Schlierenknödel eines nicht weit von den Häusern „Genova" liegenden Blockes dar. Man beachte in 85 besonders auch die unregelmäßige Kontur des oberen Stückes.

Fig. 87



Schlierenknödel im normalen Tonalit
Block in der Gegend von Genova. (Val di Genova.)

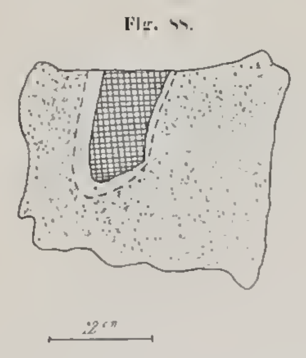
Fig. 87 zeigt ein Schlierenknödel von abnormer Form, dessen Dimensionen ich zu notieren vergessen habe.

Fig. 88 zeigt ein keine großen Hornblenden enthaltendes Schlierenknödel, das in ziemlich hornblendereichem flaserigem Tonalit liegt. Es ist von einer auf beiden Seiten ungleich dick erscheinenden sauren Tonalitrandzone umgeben, deren Grenzverhältnisse in der Figurenerklärung angegeben sind.

[1]) Und ebenso aus den zahlreichen anderen von mir besuchten Tiefengesteinsgebieten.

Fig. 89 zeigt endlich ein Schlierenknödel mit dunklerer Randzone, in das der Tonalit eine ganz unregelmäßig gestaltete Ader entsendet. Das Fehlen der Grenzzone und die unregelmäßige Form des Knödels links unten zusammen mit der Gestalt der Ader deuten offenbar Resorptionserscheinungen an.

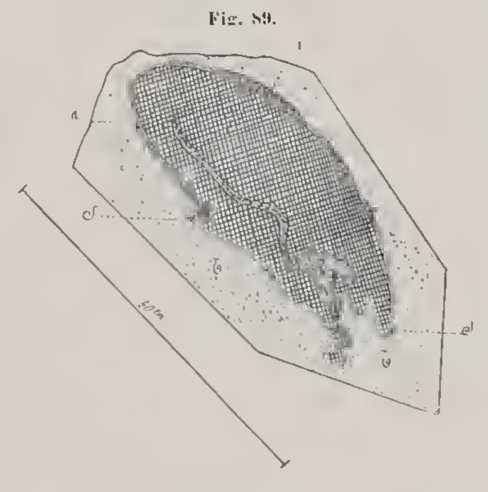
Fig. 88.



Block von normalem, aber deutlich flaserigem Tonalit in der Gegend von Genova.
Das (schraffierte) Schlierenknödel ist von einer hellen, sauren, aber vereinzelte Hornblenden enthaltenden Tonalitrandzone umgeben. Schlierenknödel-Grenze scharf, Randzonen-Grenze unscharf.

Auf die Bedeutung der in den Figuren dargestellten Beobachtungen gehe ich erst in dem allgemeinen Teile ein. Hier möchte ich aber noch einige andere Beobachtungen wenigstens kurz anführen. Wenig unterhalb der Einmündung von Val di Lares sah ich einen Block mit einem etwa

Fig. 89.



Block von normalem, aber flaserigem Tonalit in der Nähe von Genova.
T Tonalit. — *S* Schlierenknödel. — *d* — dunkle Randzone.

12 *cm* breiten Aplitgang, der randlich nach beiden Seiten hin in einen glimmerarmen Biotitpegmatit übergeht.

Nicht gerade selten traf ich an verschiedenen Stellen, besonders häufig oberhalb der Casa Bolognini Aufschlüsse, beziehungsweise Blöcke von Tonalit oder Tonalitgneis mit echten Quetschzonen. Zwischen ihrem Vorhandensein oder ihrer Häufigkeit und der Flaserungsstärke des Muttergesteins besteht keinerlei Proportion. Am häufigsten sah ich sie sogar in nichtflaserigem Tonalit.

Die Aplit- und Pegmatitgänge schneiden die Flaserung des Tonalites meist schräg oder quer durch. In einem Biotitaplitgang sah ich Einschlüsse des umgebenden Tonalites. Eine ausgesprochene Flaserung, deren Richtung ich hätte feststellen können, sah ich in den Apliten und Pegmatiten der Val di Genova nicht. Doch beweist das nicht, daß sie jünger als die die Flaserung bewirkenden Vorgänge sind, weil die Erscheinung gewöhnlich nur durch die Stellung der dunklen Gemengteile deutlich wird.

Um ein 8 *cm* langes Schlierenknödel, das ich in einem Blocke in der Nähe von Genova fand, sah ich eine deutliche Biotitanreicherung des Tonalites.

Oberhalb der Säge (876) reicht die glaziale Rundung und Abschleifung der Felsen bis auf wenige Meter über dem Flusse hinunter. Die postglaziale Erosion ist also hier außerordentlich unbedeutend.

XVIII. 2. Val Nardis—Cima Presanella (3564 *m*)—Cima di Vermiglio (3456 *m*)—Sella di Freshfield (3377 *m*)—Passo di Cercen (3043 *m*)—Val Stavèl.

(Vergl. *G. A. O* 25. *O* 50.)

Diese Wanderung unternahm ich hauptsächlich um festzustellen, ob auf dem Presanellagipfel noch fremde Gesteine (Reste der alten Kruste) oder wenigstens Randbildungen des Tonalites nachweisbar seien. Der Aufstieg führt in etwa 940 *m* Höhe von der Genovastraße östlich der Cascata di Nardis hinauf. Auf dem Nardiswege ist der dort stets hornblendeführende flaserige Tonalit deutlich geplattet. Die Klüfte streichen N 85 O bei steilem S-Fallen, also nicht wie am Talausgang und bei der Nambronebrücke, sondern annähernd parallel zu der Haupttalfurche. Die Schlierenknödel sind meist parallel ausgezogen und angeordnet. Dagegen beobachtete ich in 1230 *m* Höhe auf der W-Seite des Baches eine sehr deutliche grobe Bankung mit mittlerem NNO—NO-Fallen. Ihre Bänke haben dort 20—40 *m* Dicke. In etwa 1400 *m* Höhe liegt ein prachtvoller im Sinne des Tales lang ausgezogener Rundhöcker. Etwas oberhalb der 1479 *m* hohen Malga erkennt man deutlich, daß der ganze Berg östlich des Tales aus Tonalitbänken besteht, die mit etwa 60—65° nach SW fallen. Es ist dies hier offenbar die Hauptbankung[1]).

Nach einiger Zeit führt der Weg in ein linkes Seitental des Nardisbaches hinein. Dort sind vier Kluftsysteme deutlich nebeneinander erkennbar. Das eine fällt mit mittlerer Neigung nach NO, das zweite mit 80 oder mehr Grad nach WNW, das dritte mit 70—80° nach SSO, das vierte mit mittlerer bis steiler Neigung nach SW. Von diesen vier Systemen ist das dritte am deutlichsten entwickelt. Die drei anderen haben die Tendenz, das Gestein in Parallepipede zu zerlegen, die allerdings nicht genau rechtwinkelig begrenzt sind. Das erste und vierte entsprechen den beim Aufstieg beobachteten Bankungen. Noch etwas höher erkennt man, daß von den vier Kluftsystemen das dort oft noch steiler SO fallende der Hauptklüftung entspricht.

Wir sehen also, daß je nach der Beobachtungsstelle und wohl auch der Beleuchtung bald das eine, bald das andere Kluftsystem vorherrscht, beziehungsweise vorzuherrschen scheint; und das ist es, was die Feststellung der Struktur der Tonalitmasse so schwierig macht.

Unmittelbar oberhalb der Malga dei Fiori (1963 *m*) ist am Wege ein Aufschluß, in dem ein 2 *cm* mächtiger Aplitgang den Tonalit samt einem Schlierenknödel durchschneidet.

Auch bei der weiteren Traversierung der Presanella beobachtete ich auffälligerweise niemals dunkle Gänge im Tonalit. Ich will deshalb natürlich noch nicht behaupten, daß sie ganz fehlen.

[1]) Vom Sabbione aus nahm ich 40—50° und SSW an (vergl. pag. 158).

Jedenfalls müssen sie aber, wenn sie vorhanden sind, sehr selten sein. Dagegen beobachtete ich auf der ganzen Wanderung bis zum Kontakt in Val Stavèl zahllose Schlierenknödel, eine Anzahl von echten fremden Einschlüssen, die offenbar sämtlich von kristallinen Schiefern herrühren, und sehr viel Quetschzonen. Die beiden hohen Gipfel bestehen aus ganz normalem Tonalit. Die Kruste muß also noch wesentlich höher gelegen haben.

Was die Kluftsysteme betrifft, so notierte ich folgende Beobachtungen, die aber, wenn sie nicht noch vervollständigt werden, vorläufig kein Interesse besitzen. In der Presanella bassa (*O* 25) sah ich unten und in der Mitte ganz steil S fallende, oben deutlich mit etwa 85° SO fallende Platten.

Auch in der Presanella selbst stehen die Platten äußerst steil. Am unteren Ende des Presanellagletschers aber, oberhalb des Rifugio Denza, sieht man auf den Kammen westlich eine deutliche, etwa 70° NO fallende Plattung, die hier wohl der Hauptkluftrichtung entspricht. Auf der östlichen Seite fällt die Plattung mit 60—70° nach SSO ein. Beim Abstieg zu dem Rifugio beobachtet man in der Nähe erst prachtvolle, steil NO fallende Klüfte, dann, noch etwa 150 *m* über dem See, sehr deutliche, mit etwa 70° nach O und bald unter dem Rifugio mit 70° nach ONO fallende Klüfte. Noch tiefer sieht man in den Felswänden auf der Ostseite des Tales steil NO fallende Klüfte.

Das Gesetz der Klüftung dieses Gebirgsstockes könnte erst durch sehr viel zahlreichere Beobachtungen erkannt werden.

Von anderen Wahrnehmungen sei noch erwähnt, daß ich im Tonalit der oberen Val Stavèl mehrfach Hornfelseinschlüsse sah und zwischen dem Rifugio Nardis und dem Nardisgletscher ein Tonalitstück mit einem fast kreisförmigen Hornblendekranz sammelte. (Andeutung von Kugelbildung?)

In der Val Stavèl schaltet sich zwischen den normalen Tonalit und den Kontakt eine Tonalitgneiszone ein.

XVIII. 3. Nambronebrücke bei Carisolo—Val Nambrone—Laghi di Cornisello—Passo Scarpaccò (2616 *m*)—Val di Bon—Val Piana.

(Vergl. *G*. *A*, *O* 50, *O* 25.)

Gleich hinter der Brücke steht sehr dünnschiefriger Tonalitgneis an. Er streicht mit N 35 O und fällt mit 45° nach NW ein. Wo der Weg hinter der Säge 1072 (*O* 25 und *A*) auf das linke Ufer hinübergeht und zu einer Terrasse emporsteigt, steht N 60—70° O streichender, mit 30° W fallender Tonalitgneis an. Er führt erst wenig, in etwa 1250 *m* Höhe aber schon viel Hornblende. Die Flaserung ist hier oben nicht mehr so deutlich wie unten, aber noch immer unverkennbar. Sie fällt auch hier in ungefähr NW-Richtung ein. Bei Malga Nambrone (1351 *m*) ist sie schon recht undeutlich.

Bei Canavacia führt der Weg vom Haupttal ab und nach W zu der Hütte von Lors (1793) hinauf, um den Steilabsturz des Cornisellowasserfalles zu überwinden. Bei dem Aufstieg beobachtete ich unten ein wenig deutliches Kluftsystem, das der Flaserung des Gesteines entspricht, weiter oben in dem dort höchstens noch ganz schwach flaserigen Normaltonalit ein ziemlich regelmäßiges Kluftsystem, das eine Kleinigkeit W von N streicht und mit 70° nach O fällt. Noch höher sah ich einige große, steil ungefähr ONO fallende, und in der Wand, über die der Cornisellobach stürzt sowie östlich davon, überall ungefähr O fallende Klüfte. Dieselben Klüfte scheinen in der höheren Bergregion östlich der Malga Cornisello flacher zu stehen und nach unten bogenförmig allmählich an Steilheit zuzunehmen. Nicht mehr sehr weit unter Lors tritt derselbe Normaltonalit mit einem-

mal am Wege in flachen Platten auf. Der gegenüberliegende Berg aber, oberhalb der Mandra Fontana (2043) besteht ganz und gar aus ganz steil N 80 O fallenden Platten.

Zur Zeit meines Besuches (1899) stürzte der Cornisellofall etwa in der Mitte der Wand in einen offenbar sehr tiefen Riesentopf: und man hörte auf große Entfernungen den eigentümlich „quirlenden" Ton des in Bewegung befindlichen Mahlsteines.

In etwa 1890 *m* Höhe trifft man in einer Felswand wieder die dort prachtvoll entwickelte steil ONO fallende Klüftung, und zwar an einigen Stellen in Kombination mit flachen Klüften.

Die beiden Corniselloseen haben nach *O* 25 nur einen Höhenunterschied von 1 *m*, nach meiner von Aegerter übernommenen Barometermessung aber, von 22 *m*.

Der Anstieg zur Paßhöhe führt immer über Normaltonalit mit viel Adern von Pegmatit und Aplit, Schlierenknödeln und nicht gerade seltenen echten Einschlüssen. Quetschzonen sind dagegen in der oberen Region selten.

Im unteren Teile das Scarpaccòtales sind sehr viel verschieden orientierte Klüfte da, ohne daß ein bestimmtes System vorhanden zu sein scheint. In etwa 2410 *m* Höhe aber beobachtete ich auf der rechten Talseite ein wohl erkennbares, wenn auch nicht sehr deutliches, steil NO fallendes System. Ganz oben an der Stelle, wo man von einem wunderhübschen See rechts zur Paßhöhe hinaufbiegt, sieht man gegenüber auf der rechten Talseite steil N fallende Platten.

Der Eckpfeiler zwischen Val di Bon und dem östlichen, von der Cima Baselga kommenden Talast besteht ganz aus steil (60—70°) NO fallenden Platten. Unterhalb der Baiti erkennt man vom rechten Ufer aus, daß die Felsen auf der linken Talseite eine deutliche, steil ONO fallende Plattung haben, während auf dem rechten Ufer selbst eine N 80 O streichende vertikale Klüftung neben anderen undeutlicheren hervortritt.

Auch der ganze Abstieg führt bis zu dem letzten Steilabsturz vor der Malga Pecè immer über Normaltonalit. Erst bei dem Absturz kommen von rechts her Schuttkegel von undeutlich flaserigem Tonalit mit parallel angeordneten und ausgezogenen Schlierenknödeln herunter.

Über den unteren Talabschnitt von Fucine bis zum Tonalit vergleiche man pag. 143—144.

Man wird auf Grund der im vorstehenden aufgeführten Beobachtungen sagen dürfen, daß in dem ganzen Gebiet von Canavacia bis Val Piana eine steil ONO, beziehungsweise NO fallende Klüftung vorherrscht.

Ich bemerke auch noch, daß selbst in den höchsten Regionen des Scarpaccòpasses keine Gesteinsvarietäten vorhanden sind, die als Randfazies zu deuten wären, und daß ich von der Nambronebrücke bis zu dem Steilabsturz in Val Piana keine dunklen Gänge im Tonalit sah.

XVIII. 4. Haus Locatori auf dem Tonalepaß—Passo (3011) und Cima di Presena (3069 *m*)—Mandronehütte.

(Vergl. *G*, *A*, *O* 50, *O* 25.)

Über die Kontaktzone am Passo Tonale vergleiche man pag. 139. Beim weiteren Aufstieg auf der Ostseite der Monticelli beobachtet man, daß diese eine steil nach NO fallende, durch die ganze Bergmasse durchgehende Klüftung besitzen. Auch die östlich gelegenen Felsrücken der Busazza haben dieselbe Klüftung, die annähernd senkrecht zu der Kontaktlinie streicht. Sonst bietet die ganze Wanderung nur wenig Bemerkenswertes. Beim Abstieg nach Süden wich ich von der

üblichen Wegrichtung ab, um die von Payer[1]) beschriebenen dunklen und hellen Gesteins-„schichten" im Tonalit der C. del Cigolon kennen zu lernen. Ich hatte 1897[2]) darüber gesagt: „Vielleicht bezieht sich eine Beobachtung von Payer auf eine Fortsetzung unserer Zone (sc. der Sedimentzone des Passo Gallinera) an der Cima di Cigolon, wohl gleich Crozzon del Zigolon bei Payer. Doch kann es sich möglicherweise auch um Eruptivgänge handeln." Ich hielt mich daher beim Abstieg von dem Passo di Presena möglichst weit nach Osten hinüber und fand in den nach Westen gerichteten Wänden der Cima del Cigolon (3040 *m*) die von Payer gemeinte „Schicht". Man sieht schon in einiger Entfernung ein weißes flachliegendes Gesteinsband im Tonalit. Es erwies sich als ein Pegmatit, der nur ganz wenige weiße Glimmerblättchen führt. Ferner sah ich dort ein steilstehendes dunkles Gesteinsband, das indessen wohl nur einer hornblendereichen Schliere des Tonalites entspricht[3]). Das „schwarze, dichte, kieselige Gestein" Payers habe ich nicht angetroffen. Wahrscheinlich hat er es an einer abweichenden Stelle beobachtet. Es dürfte sich aber auch da zweifellos um ein Gebilde eruptiver Entstehung handeln. Beim weiteren Abstieg von den Cigolonwänden über das vom Presenapaß herunterkommende Tal hinweg beobachtete ich im Tonalit fünf dunkle, wohl ausschließlich dioritische Gänge von feinem Korn (99, II. 3—7.). Eine Stunde oberhalb der Mandronehütte wurde ich von der Dunkelheit überrascht.

Auf der Nordseite des Passes sammelte ich im Tonalit in etwa 2500 *m* Höhe einen echten Einschluß von Hornfels.

XVIII. 5. Mandronehütte—M. Adamello (3548 *m*)—Passo di Brizio—Rifugio Garibaldi—Val d'Avio bis zum Kontakt.

(Vergl. *G. A. O* 50, *O* 25, Blatt M. Adamello und Temù von *J* 25.)

Der Zweck dieser Wanderung und der Adamellobesteigung war erstens festzustellen, ob der Gipfeltonalit des Adamello irgendwelche Abweichungen von der normalen Gesteinsfazies aufweise, zweitens zu untersuchen, ob etwa hier noch irgendwo eine Fortsetzung der Sedimentzone des Gallinerapasses vorhanden sei. In beiden Fällen war das Ergebnis negativ. Die Wanderung ist, wenn man von der sehr interessanten Oberflächengestaltung und den Glazialphänomenen absieht, geologisch sogar sehr uninteressant. Auf dem ganzen Wege von der Mandronehütte bis zum Rifugio Garibaldi sah ich nur normalen Tonalit mit weißen Adern (Pegmatit, Aplit), Schlierenknödeln, echten Einschlüssen und Quetschzonen. Die letzteren sind nicht selten, an einer Stelle zwischen der Mandronehütte und der Staatsgrenze sogar sehr häufig. Echte Hornfelseinschlüsse sind gleichfalls nicht selten und anscheinend zwischen Casa Bolognini und dem Kontakt in der Val d'Avio häufiger als in der unteren Val di Genova, wo ich sie nur ganz vereinzelt sah und sammelte. Über die geologischen Verhältnisse der Val d'Avio vergl. pag. 135 und folgende. Ich zitiere hier nur noch einmal meine schon 1899 gemachte Mitteilung über die Sedimentzone oberhalb der Malga di mezzo.

[1]) 1872, pag. 25: „Ein schwarzes, dichtes, kieseliges Gestein. 1/2 Klafter mächtig, schwach fettglänzend, splitterig brechend, in Verbindung mit einer bis 5 Klafter mächtigen weißsteinartigen dichten Masse, welche durch mikroskopisch kleine Granatkörner rötlich gefärbt zu sein scheint, durchsetzt 100—200 Fuß unterhalb des Gipfels den Felsklotz Zigolon in einer gefalteten, nach NW mäßig einfallenden Schicht, welche fast ununterbrochen fortsetzend an dem Umfang des Berges wahrgenommen werden kann." Payers „Croz del Val Zigola" (9699') ist identisch mit der jetzigen „Cima di Presena".

[2]) 1897, II., pag. 169, Fußnote 2.

[3]) Ich notierte an Ort und Stelle, daß es gar nicht selten rundliche helle Partien von Tonalit umschließt.

„Ganz wenig oberhalb der Malga di mezzo bringt auf der linken Talseite (sc. des Aviotales) ein kleiner Bach, der nur wenige 100 *m* über der Malga dem Gehänge entspringt, nicht gerade häufige, aber doch auch keineswegs seltene Gerölle von typischen Cordierithornfelsen, beziehungsweise Hornfelsaviolithen mit sich herunter. Es sind das genau dieselben Gesteine, die die metamorphe Phyllitzone des Passo Gallinera und der obersten Val d'Aviolo zusammensetzen. Auf der gegenüberliegenden Seite des Aviotales steht unten überall Tonalit an und auch in den Bächen sah ich nur Tonalitgeschiebe. Dennoch schien östlich der vordere Ausläufer des unbenannten Berges zwischen Valle del Venerocolo und Valle dei Frati in seinen höheren Teilen bei der allerdings sehr ungünstigen Mittagsbeleuchtung eine andere Färbung zu besitzen als die umgebenden zweifellos aus Tonalit bestehenden Kämme und Gipfel. Möglicherweise ist also dort hoch über der heutigen Talsohle die Fortsetzung der metamorphen Zone zu finden“ [1].

XVIII. 6. Mandronehütte—Lobbia alta (3196 *m*)—Passo della Lobbia alta (3036 *m*)—Passo delle Topette (2901)—Vedretta Fargorida—Rifugio Lares (2078).

(Vergl. *G*, *A*, *O* 25, *O* 50, Blatt Temu von *J* 25 p. p.)

Auch diese Wanderung, die aus ähnlichen Beweggründen wie die Adamellobesteigung vorgenommen wurde, bietet, wenn man von der Oberflächengestaltung absieht, wenig Bemerkenswertes. Der Tonalit des Lobbiagipfels unterscheidet sich nicht von dem der übrigen zentralen Regionen. Ich sammelte in ihm einen Einschluß von Cordieritbiotithornfels. Auch auf der ganzen übrigen Wanderung wurde meiner Erinnerung nach immer normaler Kerntonalit angetroffen. Beim Aufstieg vom Mandronegletscher zum Lobbiapaß sieht man, daß die elegante dreieckige Gipfelpyramide des Berges eine recht deutliche, mit etwa 50—60° ungefähr nach S fallende Bankung besitzt. Ebenso haben die Berge nördlich des Passo delle Topette eine deutliche, mittel nach SSO geneigte Bankung. Und dieselbe Struktur erkennt man von der Vedretta Fargorida aus in den Bergen südlich des Passes. Doch ist sie dort zweifellos mit anderen, nur weniger deutlichen Klüftungen kombiniert. Bei dem sehr unbequemen Abstieg über die Blockmeere und Moränen der Val Fargorida beobachtete ich dagegen vorherrschend eine mit 60—70° nach NNW und weiterhin nach N fallende Klüftung. Über die Form des Pian di Neve und des Lobbia-„Fjeldes wird im allgemeinen Teile gesprochen werden.

XVIII. 7. Rifugio Lares—Cima Pozzoni (2873 *m*)—unbenannter Gipfel (2840 *m* bei *A*)—obere Val di Borzago bis zum Kontakt.

(Vergl. *G*, *A*, *O* 25, *O* 50.)

Der mit Recht von Aegerter als „Cima Pozzoni“ bezeichnete Gipfel heißt auf *G* und *O* 50 mit Unrecht M. Covel. Unter M. Covel oder besser „Coël“ verstand mein Führer [2] den Fels westlich der Cima Pozzoni, der bei Aegerter die Höhenzahl 2840 trägt und auf *G* und *O* 50 überhaupt nicht besonders bezeichnet ist. Der Monte Coël bei *A* (2800) wurde von meinem Führer stets als Crozzon di Lares bezeichnet. Da aber dieser Name sonst ganz allgemein für den bekannten 3354 *m* hohen Gipfel des Caventokammes im Gebrauch ist, so will ich unter Monte Coël mit *A* den kleinen Gipfel 2800 südlich des Laresgletschers verstehen. Die nach meiner Ansicht richtige Namengebung findet man also bei Aegerter.

[1] Salomon, 1899, I., pag. 37—38.

[2] Damals Amanzio Collini aus Pinzolo.

Oberhalb des Rifugio Lares sieht und trifft man rechts im Talhintergrund normalen Tonalit, der von 70° SSO fallenden Klüften gebankt wird. Später maß ich mehrmals reines S-Fallen, dann mit einem Male 60° O-Fallen, beim weiteren Anfstiege aber, schon hinten in der Firnrunse zwischen M. Coël und Cima Pozzoni von neuem S-Fallen der dort allerdings ziemlich entfernt stehenden Klüfte. Das Gestein ist stets normal. Einmal beobachtete ich einen schmalen Biotitpegmatitgang. Beim weiteren Anfstieg unter den Wänden des M. Coël sah ich in diesem eine OSO streichende, mit 80—85° N fallende Plattung. Der Kamm der Cima Pozzoni und des Gipfelchens 2840 besteht aus ungewöhnlich großartigen, mit etwa 70° steil und glatt nach SSO abstürzenden Riesenplatten. Es ist selbst für den an diese großartige Landschaft gewöhnten Bergsteiger ein überraschender Anblick, wenn er den Fels 2840 erklettert hat und mit einem Male nach S längs der Plattenflächen ins Bodenlose zu schauen glaubt.

Der Tonalit ist in dieser Gegend von viel Pegmatitgängen, zum Teil mit Biotit, zum Teil anscheinend ohne jeden Glimmer durchsetzt. Auch Schlierenknödel und echte Einschlüsse treten nebeneinander auf. Der Abstieg nach der Baita Niscli führt zum Teil über die an einer Stelle ziemlich dünn werdenden Tonalitplatten hinweg. Man sieht dabei, daß auch der ganze Kamm gegen Val Seniciaga hin aus steilen, mit etwa 70° nach SSO fallenden Platten besteht. Und die gleiche Orientierung ist auch auf der anderen Talseite deutlich.

Das Borzagotal hat den charakteristischen Stufenbau der meisten Adamellotäler. Vom Laresgletscher führt eine steile Stufe zu dem Zirkus unterhalb der Cima Pozzoni, von diesem eine zweite zu dem alten Seeboden von Niscli herunter. Dort folgt ein neuer Steilabsturz mit Wasserfall, der sich auf der Ostseite umgehen läßt und unter dem die Malga Zuccalo liegt. Dann erst steigt man über einen weiteren Tonalitsteilabsturz mit großartigem Wasserfall zu dem Hauptabschnitt des Tales hinunter: und selbst dieser fällt gegen die Val Rendena wieder mit einer fast 300 *m* hohen Stufe ab (vergl. pag. 166). Auch vom Coël di Pelugo aus ist auf dem rechten Ufer noch ganz deutlich das mit etwa 70° nach SSO fallende Kluftsystem im Tonalit zu erkennen. Nicht sehr viel tiefer kommen vom linken Hange die ersten Kontaktgesteine herunter. Man vergleiche darüber pag. 167.

39*

Zweiter Hauptteil.

Allgemeiner Teil.

I. Stratigraphische Systeme.

A. Kristalline Schiefer.

Überblickt man die Geschichte der Erforschung der kristallinen Zonen und Massive des Alpengebietes, so sind die größten Gegensätze und Änderungen der Auffassungen wohl bei den Kernen der Zentralmassive nachweisbar. Diese gewaltigen Massen, bis über die Hälfte des XIX. Jahrhunderts von der überwiegenden Mehrheit der Forscher als plutonisch, ja als die eigentliche Ursache der Alpenhebung angesehen, verlieren mit dem in erster Linie von Suess und Heim bewirkten Umschwung der Auffassung ihre Bedeutung für die Entstehung der Alpen. Dadurch verliert die Frage nach ihrer eigenen Herkunft an Interesse. Hypothesen, wie die der Ablagerung als Sediment heißer Meere der ältesten Erdgeschichte, können, ohne Aufsehen und Widerspruch zu erregen, vertreten werden. Ein enormes, wenigstens archäisches Alter wird fast allen zugeschrieben; und damit werden sie beinahe ausnahmslos zu den typischen Vertretern des „Archaikums" gestellt, den kristallinen Schiefern. Deren Herkunft aber lag selbst im Dunklen. Wohl erst im letzten Jahrzehnt des verflossenen Jahrhunderts begann eine Reaktion dagegen. Für zahlreiche Zentralmassive der Südalpen und Ostschweiz, für die Mont-Blanc-Gruppe und zentralalpine Massive der Ostalpen, in neuerer Zeit auch für granitische Gesteine des Finsteraarhornmassives wurde der unverkennbare Nachweis der intrusiven Natur geliefert. „Archäische" Granite wurden als paläozoisch, als meso- oder gar neozoisch aufgefaßt oder sicher erkannt. Und diese Auffassung der Zentralmassive als postarchäische Intrusivmassen dürfte jetzt wohl schon die herrschende sein, wenn man auch über einzelne Massive noch streitet. Wir haben die zentralmassivischen Kerne also bei der Betrachtung der kristallinen Schiefer ganz auszuscheiden.

Aber auch bei diesen selbst hat sich eine große Wandlung vollzogen. Dank den Arbeiten von Sauer, Rosenbusch, Becke, Grubenmann, Berwerth, Spezia und zahlreichen anderen Forschern hat die Unterscheidung der sedimentären und eruptiven Anteile der kristallinen Schiefer eine praktische Bedeutung gewonnen, die Auffassung ihrer schiefrigen Struktur und der Herkunft ihres Mineralbestandes eine freilich noch immer nicht in allen Teilen gleich gesicherte Grundlage erhalten. Damit beginnt nun auch für die Erforschung der kristallinen Schiefer der Alpen ein neuer Abschnitt. Aber freilich wird sich der, welcher selbst in den Alpen Gebiete kristalliner Schiefer kartiert hat, darüber klar sein, daß sich hier einer Kartierung nach den neuen Prinzipien teils infolge des unzureichenden Kartenmateriales, teils infolge der topographischen Schwierigkeiten und der Geringfügigkeit der für solche Zwecke zur Verfügung stehenden Mittel ganz andere Hindernisse in den Weg stellen als in den Mittelgebirgen. Und so wird man hier auf Karten, die nach Art der badischen Schwarzwaldblätter Eruptiv- und Sedimentmaterial der kristallinen Schiefer auf Grund sorgfältiger Detailuntersuchung voneinander trennen, wohl noch lange warten müssen. Immerhin ergibt sich schon jetzt eine Änderung der Untersuchungsart von fundamentaler Bedeutung. Bisher mußte für eine Parallelisierung der kristallinen Schiefer verschiedener Gebiete ihre petrographische

Beschaffenheit allein ausschlaggebend sein. Man arbeitete im wesentlichen mit petrographischen Gruppen. Die petrographische Identität zweier solcher Schiefersysteme verschiedener Gebiete bewies aber nicht im mindesten ihre stratigraphische Übereinstimmung. Jetzt muß man nach sorgfältiger Ausscheidung aller Schiefer, die intrusiver Herkunft sein können, genau so vorgehen wie der Sedimentgeologe in versteinerungsfreien Sedimentgebieten. Man bedient sich demnach zwar ausschließlich der petrographischen Technik, eine Parallelisierung der Schichtkomplexe ist aber möglich, wenn man in eng benachbarten Gebieten in petrographischer Hinsicht übereinstimmende Schichtprofile erhält.

Freilich stellen sich dabei zwei Hindernisse entgegen, die es vorläufig bei der Aufnahme kleinerer Gebiete oft unmöglich machen, das Ziel zu erreichen, Faziewechsel und tektonische Komplikation. Daß der Fazieswechsel im Bereiche der kristallinen Schiefer der österreichischen Alpen eine bedeutsame Rolle spielt, das hatte schon Stache in seinen „paläozoischen Gebieten der Ostalpen" (1874) erkannt. Will man ihn erkennen, so kann man nur in der Weise vorgehen, daß man in ganz geringen Abständen genaue Profile aufnimmt und dabei nachweist, welche petrographischen Änderungen dieselbe Schicht im Streichen erfährt.

Gerade die Aufnahme von wirklichen Schichtprofilen ist aber im alpinen Gebiete der kristallinen Schiefer fast überall dadurch erschwert oder unmöglich gemacht, daß die Gesteine bei steiler Schichtstellung aufs stärkste zusammengepreßt sind. Man kann daher nicht erkennen, ob die Wiederkehr eines bestimmten petrographischen Typus in einem Profile auf primär gleichartiger Sedimentation zu verschiedenen Zeiten, auf Parallelpressung verschiedener Teile derselben Schicht zu Isoklinalfalten oder endlich auf Schuppenstruktur beruht. Diese Schwierigkeit habe ich schon 1890 (pag. 466—467) hervorgehoben; und sie hat sich auch bei Hammers schon zitierten sorgfältigen Untersuchungen in der Ortlergruppe zum Teil als unüberwindlich gezeigt.

Dennoch wird es sicher auch in den Alpen im Laufe der Zeit gelingen eine sichere stratigraphische Gliederung der kristallinen Schiefer vorzunehmen. Es gehört aber dazu Kartierung in großem Kartenmaßstabe, wenigstens in 1 : 25.000. Und man muß sich darüber klar sein, daß nur der Vergleich dicht benachbarter Gebiete sicher zum Ziele führt, daß aber die Parallelisierung weit von einander entfernter Profile auf Grund petrographischer Übereinstimmung große Tauschungen hervorbringen kann.

Auch in der Adamellogruppe war es mir bisher nicht möglich eine befriedigende strati graphische Gliederung der kristallinen Schiefer zu erreichen. Es ist auch nicht zu erwarten, daß dies Ziel der Forschung zuerst in einem zentralmassivischen Mantel zu erobern sein wird, indem zu den ohnedies bereits vorhandenen, vorhin aufgezählten Schwierigkeiten auch noch die Beeinflussung der Tektonik und der Gesteinsbeschaffenheit durch die Intrusion des Kernes tritt. Viel günstiger sind dafür Gebiete wie die Ortler- und Orobischen Alpen mit ihren relativ unbedeutenden Intrusionen und günstigen Aufschlüssen der Hochregion, während in der Adamellogruppe gerade diese eben nicht dem Sedimentmantel, sondern dem plutonischen Kerngestein angehört. Hammer hat denn auch, wie ich neidlos anerkenne, schon in wenigen Jahren für die Ortlergruppe eine weitaus befriedigendere Kenntnis von den kristallinischen Schiefern erlangt, als mir in einem viel längeren Zeitraum zu erhalten möglich war. Und ebenso werden wohl auch die wertvollen Untersuchungen Stellas (1894) und Porros[1]) in den Orobischen Alpen bei weiterer Fortsetzung größere Ergebnisse

[1]) Alpi Bergamasche. Milano 1903

erzielen. Bei dem zur Zeit des Abschlusses meiner Gebirgsaufnahmen erreichten Stand der Kenntnisse in den genannten Nachbargebieten ist es mir noch nicht möglich gewesen eine in allen Teilen gleich sichere und vollständige Parallelisierung mit diesen vorzunehmen. Immerhin hat sich mir schon seit einer Reihe von Jahren, und zwar vor Beginn der Durchforschung der Nachbargebiete die Notwendigkeit gezeigt, in den zur Adamellogruppe gehörigen kristallinen Schiefern drei große Gruppen oder Systeme zu unterscheiden, die Edoloschiefer, die Rendenaschiefer und die Tonaleschiefer. Ich habe mich erst spat zur Anwendung dieser Lokalnamen entschlossen. Der Grund, der mich dazu bewog, ist der, daß es sich dabei gar nicht um bestimmte Gesteine, sondern um stratigraphische Gruppen von allerdings sehr wenig genau bestimmten Altersgrenzen handelt. Meine erste Gruppe, die Edoloschiefer, ist von Stache (a. a. O.) ursprünglich als Quarzphyllite bezeichnet worden; und auch ich habe wie viele andere Autoren diesen Namen eine Zeitlang gebraucht. Aber schon aus petrographischen Gründen ist er nicht empfehlenswert. Jeder Phyllit enthält Quarz als wesentlichen Gemengteil; und das Charakteristikum der von Stache als Quarzphyllite bezeichneten Gesteine ist nicht das Vorhandensein des Quarzes als wesentlicher Gemengteil der Phyllitlagen, sondern die Einschaltung zahlloser fast ganz allein aus Quarz bestehender Lagen und Linsen zwischen die phyllitischen Lagen. Ich schlug daher im Jahre 1896 (pag. 1034, Anm. 1) statt dessen den Namen Quarzlagenphyllit vor, der mir petrographisch glücklicher gewählt zu sein scheint. Aber das System der Quarzlagenphyllite umfaßt außer dem typischen Gestein noch eine ganze Reihe anderer. Es andert im Streichen seine eigene Beschaffenheit. Granatphyllite, Biotitphyllite, Quarzite und andere kristalline Schiefer können es ersetzen: und so ergab sich die Notwendigkeit den Namen Quarzlagenphyllit nur noch als petrographische Bezeichnung zu verwenden, für den stratigraphischen Begriff aber einen neuen Namen zu prägen. Ich wählte (1901, pag. 182) den Namen Edoloschiefer, nach dem mitten in diesem Schichtkomplex gelegenen Stadtchen und Hauptorte des oberen Ogliotales. Er hat den Vorteil, daß er abgesehen von der schiefrigen Struktur der dazu gehörigen Gesteine keine petrographische Eigenschaft andeutet. Er gestattet gleichalterige Einschaltungen eruptiver Herkunft miteinzubegreifen und kann getrost in späterer Zeit, wenn sein Alter und seine stratigraphische Bedeutung sicher erkannt sein wird, zugunsten eines besser gewählten Namens aufgegeben werden. Vorläufig scheint es mir richtiger, für stratigraphisch noch nicht sicher parallelisierbare Komplexe verschiedene Lokalnamen zu gebrauchen und das Gedächtnis der Herren Fachgenossen dadurch etwas anzustrengen, als ihnen durch Verwendung einheitlicher Bezeichnungen für möglicherweise verschiedenalterige Schichtgruppen einen Kenntnisstand vorzutauschen, der noch nicht erreicht ist.

Noch weniger berechtigt aber ist es jetzt bereits von der Voraussetzung auszugehen, daß die verschiedenen phyllitischen, gneisigen oder sonstigen petrographischen Gesteinsgruppen auch nur der Südalpen gleichalterig sein müssen. Wenn auch die Phyllite einen geringeren Grad der Metamorphose besitzen als die ihnen ursprünglich gleichen, jetzt aber in „höher kristalliner“ Ausbildung vorliegenden Gesteine, so ist es doch sicher, daß die Intensität der Metamorphose nicht bloß eine Funktion der Zeit ist und sehr wahrscheinlich, daß sich zum Beispiel sedimentäre Phyllitgruppen in verschiedenen Horizonten der kristallinen Schiefer finden. Man darf daher unbedingt, wenigstens bis jetzt nicht ohne weiteres in einem solchen Gebiete die Phyllite für jünger als die Gneise halten und daraufhin Lagerungsverhaltnisse und Profile beurteilen, wie es noch immer nicht selten geschieht.

Aus denselben Gründen, die zur Wahl des Namens Edoloschiefer führten, habe ich auch statt der Stacheschen Bezeichnung „Gneisphyllite“ den wohl an vielen Orten damit gleichbe-

deutenden Namen „Rendenaschiefer“ [1]) und für die dritte besondere Gruppe den Namen „Tonaleschiefer“ gewählt [2]). Was darunter verstanden wird, soll weiterhin ausführlich erörtert werden.

Hinsichtlich des gegenseitigen Altersverhältnisses und des absoluten Alters dieser drei Gruppen liegt es bei der herrschenden Anschauung, daß Phyllite im allgemeinen jünger sein dürften als Gneise, sehr nahe, die im wesentlichen von Phylliten aufgebauten Edoloschiefer für jünger zu halten als die hauptsächlich aus Gneisen und Glimmerschiefern bestehenden Rendenaschiefer. Und es läßt sich nicht leugnen, daß auch gewisse Profile für diese Anschauung zu sprechen scheinen. Welche Unsicherheit dabei aber immer noch vorliegt, das soll in den diese Schichtgruppen behandelnden Einzelabschnitten ausführlich gezeigt werden. Das Altersverhältnis der Tonaleschiefer zu den beiden anderen Systemen läßt sich meines Wissens in der Adamellogruppe allein nicht bestimmen; doch wird bei der besonderen Besprechung dieses Systems angeführt werden, was sich aus der Untersuchung anstoßender Gebiete, insbesondere der Ortlergruppe und des Veltlins in dieser Hinsicht ergeben hat.

Auch über das absolute Alter der drei Schiefergruppen ist bis jetzt wenig bekannt. Ich selbst besinne mich nicht darauf, mich über diese Frage geäußert zu haben. Nur über das Alter der Marmorzüge der Tonaleschiefer habe ich eine Vermutung ausgesprochen, die bei deren Darstellung ausführlich behandelt werden wird. Ursprünglich hatte ich, da ich trotz jahrelangen Suchens nie auch nur die Spur einer Versteinerung in ihnen fand, eine gewisse Neigung alle drei Gruppen als archäisch anzusehen. Dafür sprechen sich auch Stella [3]) und Porro [4]), sowie Tornquist [5]) aus. Spreafico [6]) und Taramelli [6]) dagegen bezeichneten einen Teil dieser südalpinen kristallinen Schiefer als archäisch; in einem anderen, auf Taramellis Karte mit besonderen Signaturen als „scisti di Casanna“ (Nr. 37) und „Gneis cloritici ed altri equivalenti del Verrucano“ „Besimauditi o Apenniniti“ (Nr. 34) bezeichneten Teile, vermuteten sie paläozoische Bildungen und zwar möglicherweise Äquivalente des Karbons und Perms. Stache hatte schon 1874 alle diese Bildungen als paläozoisch angesehen.

In neuerer Zeit hat nun Frech [7]) Beobachtungen veröffentlicht, die unsere Kenntnisse ganz wesentlich erweitern. Nach ihm tritt in den Karnischen Alpen ein Phyllitkomplex auf, dessen Gesteine ihrer petrographischen Beschaffenheit und relativen Häufigkeit nach so genau mit denen des Adamellogebietes übereinstimmen, daß er die seinerzeit von mir [8]) gegebene Schilderung dieser Bildungen als auch für die Karnischen Alpen vollständig zutreffend fast wörtlich zitierte. Diese karnischen Quarzlagenphyllite aber gehen in einem Profile von Liesing zum Frohntal nach oben allmählich in untersilurische Tonschiefer über, beziehungsweise sie wechsellagern zu oberst mit ihnen. Sie bilden also konkordant ihre Unterlage. Es ist nach Frech [9]) wahrscheinlicher, daß die hangenden „Mauthener Schichten“ das ganze Untersilur und einen Teil des obersten Kambriums repräsentieren, als daß die Phyllite etwa noch in das Untersilur hinaufgreifen könnten.

[1]) 1901, pag. 182.
[2]) 1901, pag. 173.
[3]) 1894
[4]) 1903.
[5]) Das vicentin. Triasgebirge. 1901, pag. 65.
[6]) Taramelli (1890). Vergl. auch den Text.
[7]) Die Karnischen Alpen. Halle 1894.
[8]) 1890, pag. 167—469 und 528—535.
[9]) Pag. 194.

Jedenfalls vertreten die Phyllite dort große Teile des Kambriums. „Für ein präkambrisches Alter sprechen keinerlei Gründe." Durch diesen letzten Satz soll übrigens wohl ein präkambrisches Alter tieferer Teile der ja sehr mächtigen Phyllitformation nicht ausgeschlossen werden.

So käme also Stache wenigstens dort wieder zu Recht. Allerdings wendet sich Tornquist[1]) gegen Frechs Argumentation. Die Quarzlagenphyllitgruppe von Recoaro liegt im großen und ganzen horizontal und wird, genau wie das für die Suganaregion im Norden, die Adamellogruppe und die orobischen Alpen im Westen gilt, diskordant von permischen, vielleicht zum Teil karbonischen klastischen Bildungen überlagert. In diesen aber treten in all den genannten Gebieten Gerölle von typischen Quarzlagenphylliten auf, deren Metamorphose mithin schon in vorpermischer oder vorkarbonischer Zeit vollendet gewesen sein muß. Der Kontakt plutonischer Massen und tangentialer Gebirgsdruck kommt bei dem gänzlichen Fehlen großerer Intrusivgebilde und der Lagerung der Gesteine für Recoaro als Ursache der Metamorphose nicht in Frage. Der statische Druck einer vorpermischen Sedimentdecke von Silur, Devon und Karbon scheint aber Tornquist bei der Kürze des Zeitraumes ungenügend, um eine regionale Metamorphose kambrischer Sedimente „auf große Erstreckung" zu erklären. Ferner hebt er hervor, daß „ein viel bestimmterer Einwurf gegen diese Altersbestimmung die große Mächtigkeit und die sehr große Einheitlichkeit des ganzen Quarzphyllitkomplexes in unserem Gebiete ist. Im Leogratal sind mindestens 500 *m* dieser Schiefer aufgeschlossen und durch diese ganze Mächtigkeit bleibt das Gestein vollkommen einheitlich. Diese Erscheinungsweise dürften aber kambrische Schichten auch in verändertem Zustande kaum je zeigen. Ich komme daher zu dem Schlusse, daß der Quarzphyllit eine präkambrische Bildung und dem Archaikum zuzurechnen ist."

Es läßt sich nicht verkennen, daß Tornquists Ausführungen eine sehr wichtige und interessante Frage aufwerfen, deren Beantwortung nicht leicht ist. Er sagt selbst auf pag. 64: „Vor allem ist die horizontale Lagerung — wenn man die Horizontalpackung oder Schieferung des Gesteins einmal so nennen will[2]) — eine Erscheinung, welche nicht so einfach zu erklären ist." Dieselbe Frage in der modifizierten Form ob die Edoloschiefer und mit ihnen die anderen Gruppen kristalliner Schiefer der Alpen überhaupt Sedimente sind und ob ihre Schieferungsebenen den Schichtflächen entsprechen, habe auch ich mir schon vor langer Zeit vorgelegt ohne in der Literatur eine Entscheidung darüber zu finden. Es ist vielmehr meines Wissens meist ohne weiteres angenommen worden, daß beides der Fall sei. Nur bei Rothpletz[3]) besinne ich mich auf eine Notiz, die eine Prüfung der Frage andeutet; und ebenso erinnere ich mich, daß er zur Zeit, als ich in München als junger Anfänger seine sehr lehrreichen Unterrichtsausflüge mitmachte, uns stets auf die Bedeutung dieser Frage für die Alpengeologie besonders hinwies. Er gibt a. a. O. an, daß die Schieferung „in der Phyllitregion nicht eigentlich transversal ist; sie geht im großen mit dem Streichen und Fallen des Phyllites parallel; aber dadurch, daß die Schichten des letzteren im kleinen gewöhnlich wellig gebogen bis dicht gefältelt sind, schneiden die Schieferungsflächen transversal hindurch und gehen, wo sie quarzitisch-körnige Lagen dabei kreuzen, in eine feine parallele Klüftung über". Rothpletz vertritt dabei die „wohl allgemein anerkannte" Anschauung, daß „die Druckschieferung senkrecht zur Druckrichtung, die sie erzeugt, steht".

[1]) Das vicentinische Triasgebirge 1901, pag. 55 u. f.

[2]) Von mir gesperrt. W. S.

[3]) Querschnitt durch die Ostalpen. 1894, pag. 209 u. f.

Obwohl ich in dieser Arbeit petrographische Fragen nur kurz behandeln kann, so glaube ich doch hier eine Abschweifung zum Problem der Schieferung nicht umgehen zu können, da mir sonst eine Diskussion der Tornquistschen Anschauung unmöglich erscheint.

Über Schieferung.

Viele Forscher, darunter solche ersten Ranges[1]), verstehen unter Schieferung lediglich eine durch ein Druckphänomen hervorgebrachte Parallelstruktur. Beim Fehlen des parallel ordnenden Druckes sprechen sie nur von Schichtung oder „Teilbarkeit nach der Schichtfläche".

Dem gegenüber möchte ich im Anschluß an Zirkel[2]) auch die Teilbarkeit nicht durch Gebirgsdruck gepreßter Sedimente parallel zu den Schichtfugen als Schieferung bezeichnen. Diese Art der Schieferung beruht wohl in den meisten Fällen darauf, daß bei der Sedimentation fast alle Gesteinselemente mit einer oder zwei stark vorherrschenden Dimensionen, also alle Nädelchen, Blättchen, Platten, sei es von Mineralien, sei es von Organismenresten nicht auf der Spitze oder hohen Kante stehen bleiben, sondern sich flach auf die Seite legen[3]).

Befinden sich nun zahlreiche derartige den Schichtflächen parallel angeordnete Gesteinselemente in einer Ebene, so läßt sich das Gestein nach dieser leicht spalten, ohne Rücksicht darauf, ob die betreffende Ebene eine Schichtfuge ist oder nicht. Aus diesem Grunde sollte man die von der Sedimentation selbst herrührende Parallelstruktur der Sedimentgesteine als „primäre" oder „echte" Schieferung im Gegensatz zur „sekundären" oder „falschen" Schieferung bezeichnen.

Ich halte das für berechtigter, als wenn man die hier als „primär" bezeichnete Schieferung nicht als solche anerkennen will, weil sie nicht durch Druck hervorgebracht ist. Schon der Sprachgebrauch läßt, indem er Ausdrücke wie „falsche Schieferung" verwendet, a priori annehmen, daß es auch eine echte Schieferung geben muß. Sonst würde man das Wort „Schieferung" ohne jedes Beiwort gebrauchen können[4]). Es ist noch zu erwähnen, daß, wie Daubrée und Heim gezeigt haben, eine den Schichtflächen parallele, also nicht transversale Schieferung in einem nicht von Gebirgsbewegungen erfaßten Teil der Erdkruste durch das Gewicht der später abgelagerten Sedimente entstehen kann (Belastungsschieferung[5]). In diesem Falle wird man gleichfalls von sekundärer, falscher, aber nicht transversaler, sondern paralleler Schieferung sprechen müssen. Nur wird man in der Praxis wohl meist nicht zwischen dieser und der primären Schieferung unterscheiden können, um so mehr als sie sich gewöhnlich superponieren[6]). Ein zweiter Punkt, der zwar schon längst diskutiert und nach meiner Empfindung zur Genüge aufgeklärt ist, wird noch immer, und zwar wohl von der Mehrheit der Forscher anders aufgefaßt. Es ist die Richtung der sekundären Schieferungsebene im Verhältnis zur Richtung des die Schieferung erzeugenden Druckes. Wie

---

[1]) Man vergl. zum Beispiel Loretz: Über Schieferung. Bericht über die Senkenbergische Naturf. Gesellsch. 1879—1880, Frankfurt 1880, pag. 63, und Rosenbuschs Elemente der Gesteinslehre, II. Aufl., Stuttgart 1901. pag. 392—394.

[2]) Lehrbuch der Petrographie. II. Aufl., 1893, Bd. I, pag. 523.

[3]) Eine Ausnahme von dieser Regel bilden nicht selten die Belemniten

[4]) Auch Loretz (l. c. pag. 88) spricht an anderer Stelle von der „ursprünglichen Schieferung" der „archäischen Schiefer", die der „mancher Sandsteine und Kalksteine ähnlich" sei und sagt auf pag. 90 ausdrücklich, daß diese „ursprüngliche Schieferung" durch den Schichtungsvorgang bedingt ist, aber mit späteren Druckwirkungen nichts zu tun hat.

[5]) Hier zitiert nach Rinne, Gesteinskunde, I. Aufl., pag. 31.

[6]) Das unter besonderen Umständen auch Belastungsschieferung transversal verlaufen könnte, hat Milch (Neues Jahrb. f. Miner. 1894, Beil.-Bd IX, pag. 124) hervorgehoben.

Rinne[1]) sehr richtig ausführt, steht die Schieferungsebene oft nicht senkrecht zum wirkenden Druck. Sie fällt vielmehr mit den „Ausweichungsebenen der Gesteinsteilchen" zusammen. Diese Ebenen aber werden sehr häufig schiefe Winkel mit der Druckrichtung bilden. Ich möchte dem als leicht erreichbares Beispiel hinzufügen, daß die Axenstraße am Vierwaldstätter See nördlich Sisikon in den prachtvollen Aufschlüssen der untersten Kreide, besonders der Berriasschichten, die Transversalschieferung der zwischen festen Kalkbänken eingelagerten Mergel oft auf ganz kurze Strecken recht verschieden gerichtet zeigt, während der Gebirgsdruck innerhalb dieser zum Teil winzig kleinen Abstände unmöglich eine andere Orientierung gehabt haben kann. Ich berücksichtige dabei sehr wohl Zirkels vortreffliche Auseinandersetzung[2]) darüber, daß „in gedrückten Schichtenmassen von verschiedenartiger Zusammensetzung bei den ungleichen Festigkeits- und Kohäsionsverhältnissen anders gerichtete Resultierende sich entwickeln und den Horizontalschub modifizieren".

Auch in Erstarrungsgesteinen wird man eine primäre und sekundare Schieferung zu unterscheiden haben, da ja durch Fluktationserscheinungen und Protoklase oft genug deutliche Parallelstrukturen noch vor vollendeter Erstarrung des Gesteins oder im unmittelbaren Anschluß daran entstehen. Diese aber müssen scharf von den mit dem Erstarrungsakt gar keine Beziehung aufweisenden sekundären Druckwirkungen unterschieden werden. In all den bisher besprochenen Fällen handelt es sich gemeinsam um parallele Anordnung ursprünglich in den Gesteinen vorhandener, ihre ursprüngliche Form noch besitzender, ein- oder zweidimensional verlängerter Gesteinspartikel. Die Anordnung selbst konnte bei der Sedimentation, beziehungsweise Erstarrung des Gesteins primär, oder in keinem Zusammenhang mit dem Bildungsakt des Gesteins sekundär durch Pressung erfolgen.

Ganz anders verhalten sich die kristallinen Schiefer, wie ja besonders durch die bekannten Untersuchungen Beckes, Berwerths und Grubenmanns, sowie ihrer Schüler deutlich erwiesen und erklart ist. Die vorherrschend ein- oder zweidimensional entwickelten Gesteinspartikel sind da, wie man sich auch immer den chemisch-physikalischen Vorgang denken mag[3]), jedenfalls erst lange nach der primären Gesteinsbildung entstanden, beziehungsweise zu der jetzt vorliegenden Platten- oder nadelformigen Gestalt gelangt. Derselbe Prozeß, der sie entstehen ließ oder umbildete, ordnete sie auch parallel, das heißt schiefrig an. Es ist der Vorgang, für den die genannten Forscher den Namen „Kristallisationsschieferung" vorgeschlagen haben und der die ursprungliche Gesteinsstruktur in der Regel so verwischt, das es meist unmöglich ist, festzustellen, ob die Kristallisationsschieferung parallel oder transversal zu den Schichtflächen eines ursprünglichen Sedimentes verläuft.

Es erscheint mir vorteilhaft für die vorher besprochenen Arten der Schieferung im gemeinsamen Gegensatz zur Kristallisationsschieferung eine unterscheidende Bezeichnung zu wählen, etwa „gemeine" oder, was wohl noch deutlicher ist, „mechanische Schieferung". Man darf dabei allerdings nicht vergessen, daß auch bei der Kristallisationsschieferung mechanischer Druck eine Rolle spielt.

[1]) In seiner vortrefflichen Gesteinskunde, pag. 31 (Hannover 1901). Hier ältere Literatur kurz zitiert.

[2]) L. c. pag. 527.

[3]) Vergl. besonders Spezia: Il Dinamometamorfismo e la Minerogenesi. Atti R. Accad. Scienze Torino. Bd. 40, 7. Mai 1905, 18 S. Außerdem: Atti Accad. Scienze Torino, Bd. 30, 1895, pag. 3 und 12 des Separatums. — Ebenda Bd. 31, 1895, pag. 7 des Separatums. Außerdem noch eine Reihe von Arbeiten desselben Verfassers.

Wir haben demnach folgende Einteilungsarten der Schieferung zur Verfügung:

A.
- I. Primäre Schieferung (beim Akt der Gesteinsbildung entstanden).
- II. Sekundäre oder falsche Schieferung (lange nach der Gesteinsbildung und jedenfalls nicht im Zusammenhang mit ihr entstanden). (Belastungsschieferung, Schieferung durch Gebirgsdruck, Kristallisationsschieferung.)

B.
- I. Mechanische Schieferung (hierher die primäre Schieferung, die Belastungsschieferung, die Schieferung durch Gebirgsdruck).
- II. Kristallisationsschieferung.

C.
- I. Parallele Schieferung (hierher die primäre, die Belastungsschieferung, zum Teil auch die Kristallisationsschieferung [1]).
- II. Transversale Schieferung (hierher die Schieferung durch Gebirgsdruck und zum Teil die Kristallisationsschieferung).

Die Bezeichnung „Druckschieferung" allein ist sehr vieldeutig und darum meist nicht verwendbar, da sowohl die Belastungsschieferung wie die Schieferung durch Gebirgsdruck zweifellos hierher gehören, die extremen Anhänger der Dynamometamorphose aber auch die Kristallisationsschieferung dazu rechnen werden. Ja, es ließe sich sogar verteidigen, die primäre Schieferung protoklastischer Erstarrungsgesteine unter demselben Namen gehen zu lassen.

Kehren wir nach dieser Abschweifung wieder zu der von Tornquist aufgeworfenen Frage zurück. Speziell das System der Edoloschiefer, zu dem mir nach Tornquists Beschreibung auch die „Quarzphyllite" von Recoaro zu gehören scheinen [2], besitzt nach meinem Dafürhalten im wesentlichen den Charakter einer Sedimentgruppe. Die außerordentliche Häufigkeit von Quarzitbänken und dünnen Quarzlinsen und -lagen, die chemische und mineralogische Zusammensetzung der Phyllitlagen, das stellenweise beobachtete Auftreten von geradezu tonschieferähnlichen Varietäten, die Einschaltungen von mächtigen graphitoidreichen Linsen und Schichten, alle diese Merkmale sprechen dafür, daß unser System sedimentärer Herkunft ist. Freilich können ja Pegmatite auch in beinahe ganz oder vollständig feldspatfreie Quarzgesteine übergehen. Dennoch scheint es mir ganz ausgeschlossen, daß man die Quarzlagen der Edoloschiefer anders denn als alte Schichten und Primärknollen auffassen kann. Einzelne Quarzlinsen mögen freilich sekretionärer Herkunft sein; darauf deutet auch das Auftreten unzweifelhafter Quarzgänge; ihre Mehrheit ist aber offenbar gleichfalls Sediment, das ursprünglich bereits in lentikulärer Form zur Ablagerung gelangte oder aus zusammenhängenden planparallelen Schichten durch Quetschung, Streckung und Zerrung (étirement) in diese Form überging. Dabei lasse ich es zunächst dahingestellt, ob das Material der Quarzlagen schon ursprünglich aus Quarzsand bestand oder nicht vielmehr aus fremder Substanz (? Karbonaten), die erst durch Silizifizierung in Quarz überging. Es ist nun bemerkenswert, daß auch nach meinen

[1] Ausnahmsweise kann auch die Schieferung durch Gebirgsdruck „parallele" Schieferung hervorbringen, die Belastungschieferung transversal sein. Doch dürfte beides nur selten vorkommen.

[2] Es beruht offenbar nur auf einem Versehen, wenn Tornquist (a. a. O. pag. 63) bei der Besprechung der relativen Häufigkeit der Edoloschiefergesteine am Monte Aviolo die Quarzlagenphyllite und normalen Phyllite wegläßt und daher zu dem Schluß kommt, daß der dortige Gesteinskomplex sich weit „vom typischen Quarzphyllit" entfernt, aber dennoch mit den „Quarzphylliten des Vicentins hie und da recht wohl Anklänge zeigt". An der von ihm zitierten Stelle meiner Arbeit (1890, pag. 468) sind „Quarzphyllite und normale Phyllite" ausdrücklich als die verbreitetsten und wichtigsten Typen aufgeführt. Die Übereinstimmung geht also sogar sehr weit.

sich über einen Zeitraum von 17 Jahren erstreckenden Begehungen der Edoloschiefer, nicht bloß der Adamelloregion, eine zu den Quarzlagen transversal verlaufende Schieferung nirgends vorhanden oder doch viel schwächer als die dazu parallele Schieferung entwickelt zu sein scheint. Sind aber die Quarzlagen alte Schichten, so ist die Schieferung keine transversale, sondern eine parallele Schieferung, freilich nicht primären Ursprungs, denn die ganze Gesteinsmasse der Quarzlagenphyllite und der mit ihnen zusammen auftretenden Gesteine ist nicht mehr klastisch, sondern kristallin. Es liegt also Kristallisationsschieferung vor. Diese Kristallisationsschieferung aber geht den alten Schichtfugen, der primären, vielleicht auch der Belastungsschieferung parallel; es ist eine parallele, nicht transversale Kristallisationsschieferung. Wenn also Tornquist, von der „horizontalen" Lagerung der Edoloschiefer Recoaros sprechend, dabei einschränkend hinzufügt: „Wenn man die Horizontalpackung oder Schieferung des Gesteins einmal so nennen will". so möchte ich diese Einschrankung als unnötig beseitigen. Die Schieferung der Edoloschiefer deutet uns in der Tat die alte Schichtung an.

Tornquists Frage besteht also zu Recht und es ergibt sich nun die sehr interessante und wichtige Tatsache, daß alte Tonschiefer durch Kristallisationsschieferung zu Phyllit werden können, obwohl das, was Becke und Genossen als Pressung oder gerichteten Druck (stress) bezeichnen, dabei gar nicht in ihnen wirksam war. Nur Wärme, durch allmähliches Emporsteigen der geothermischen Wärmeflächen [1]), Durchtränkung mit Wasser, Belastung durch jüngere Schichtsysteme haben die Metamorphose der Recoaroquarzlagenphyllite vollbracht, genau wie das Lepsius in seinem Attika-Werk [2]) annimmt, genau wie es Termier als Ursache der kristallinen Beschaffenheit des Materiales seiner Geosynklinalen ansieht [3]) und es Spezia in seinen experimentellen Untersuchungen zu erweisen bestrebt ist [4]). Was die Ursache des Emporsteigens der geothermischen Wärmeflächen betrifft, so ist es klar und längst berücksichtigt worden, daß jede Sedimentation oberhalb der betrachteten Gesteinsmassen eine Zunahme von 1° Celsius auf den Betrag der geothermischen Tiefenstufe veranlassen wird. Aber es fragt sich, ob diese Zunahme allein zur Erklärung ausreicht. Eine andere Ursache kann nun darin bestehen, daß unterhalb unserer Region Intrusionen von Tiefengesteinen stattfinden. Auch wenn deren Abstand weit über den Wirkungsbereich der gewöhnlichen, echten Kontaktmetamorphose hinausgeht, kann doch ein so energischer Anstieg der geothermischen Wärmeflächen entstehen, daß er zusammen mit den anderen genannten Faktoren eine Regionalmetamorphose erzeugt. Man denke zum Beispiel an den geringen Betrag, den die geothermische Tiefenstufe noch heute bei Neuffen [5]) besitzt!

Die Serie der Edoloschiefer stimmt, wie ich im nächsten Abschnitt zeigen werde, auf weite Erstreckungen in den Südalpen petrographisch in allen wesentlichen Zügen, besonders auch im Grade der Kristallinität, mit den Gesteinen von Recoaro überein, nur daß sie an anderen Orten nicht mehr horizontal liegen, sondern durch den Gebirgsdruck steil aufgerichtet sind. Dieser Gebirgsdruck ist aber, nach dem was wir jetzt festgestellt haben, nicht nur nicht die Ursache der Meta-

[1]) Der Bischofschen chthonisothermen Flächen.

[2]) Geologie von Attika. Berlin 1893, pag. 194.

[3]) Les Schistes cristallins des Alpes occidentales. Conférence faite devant le 9ème Congrès géolog. internation., Vienne 1903.

[4]) Atti Acc. Torino 1905. 7. Mai. Dort ältere Arbeiten zitiert.

[5]) Vergl. Branco, Jahreshefte d. Vereins für vaterl. Naturkunde in Württemberg 1897, pag. 28, und die mittlerweile erschienene Arbeit von Königsberger: „Normale und anormale Werte der geothermischen Tiefenstufe" (Zentralbl. d. Neuen Jahrb. f. Min. 1907, pag. 678.)

morphose, sondern unabhängig von ihr, ja jünger als sie. In den Edoloschiefern treten ferner als konkordante und im Wesentlichen gleichalterige Einlagerungen auch Feldspatphyllite, Glimmerschiefer, Gneise und Amphibolite auf: und es ist kein Grund einzusehen, warum wir für die Metamorphose dieser Gesteine einen anderen Faktor verantwortlich machen sollten als für die der sie einschließenden Matrix.

Ich hebe ausdrücklich noch hervor, daß, wenn Tornquists Schilderung richtig ist, woran zu zweifeln doch kein Grund vorliegt, es sich im Vicentinischen nicht etwa um den Scheitel einer besonders flachen Antiklinale oder um den Kern einer weiten Mulde handelt, sondern wirklich um Schichten, die im wesentlichen horizontal lagern [1].

Übrigens ist ja Recoaro nicht das einzige Gebiet der Erdoberfläche, in dem kristalline Schiefer mit horizontaler Stellung der Schieferungsfläche zu finden sind. Zirkel zählt in seinem Lehrbuch der Petrographie [2] einige Beispiele auf, von denen wenigstens die Gneise von Usambara, die kristallinen Bildungen eines Teiles von Attika und die nordamerikanische Animikie-Series vollständig einwandfrei erscheinen, während man ja über die Lagerung der mesozoischen Stubaier Schichten und der Monte-Rosa-Gesteine neuerdings streitet.

Es kann also kein Zweifel darüber bestehen, daß Regionalmetamorphose unabhängig vom gebirgsbildenden Druck entstehen kann [3]) und wahrscheinlich auch in

---

[1]) Schon nach Vollendung dieses Kapitels wandte ich mich an Herrn Prof. Tornquist mit der Bitte, die auf die kristallinen Schiefer bezüglichen Angaben seines Werkes über Recoaro im Hinblick auf ihre Bedeutung noch genauer, zum Beispiel in bezug auf das Vorhandensein oder Fehlen von Fältelungen zu präzisieren. Ich verdanke seinem freundlichen Entgegenkommen die folgende briefliche Mitteilung und die Erlaubnis sie an dieser Stelle veröffentlichen zu dürfen „Die Lagerung des Quarzphyllites im Vicentinischen ist ganz allgemein horizontal: die Schieferungs-, beziehungsweise Schichtflachen sind selbst in den großen Aufschlüssen des Leogratales nicht erkennbar von der horizontaten abweichend. Es sind absolut keine Fältelungen vorhanden und soweit man bei der linsenförmigen Ausbildung der Quarzknauern von horizontal auch im kleinen reden kann, kommt die Lagerung diesem Begriffe denkbarst nahe.

Die permische Transgression hat den Quarzphyllit so angetroffen, wie er heute ist, wie die Quarzphyllitbrocken in dem Basal- und Transgressionskonglomerat beweisen. Nachträgliche Umkippungen von Gebirgsschollen zwischen Verwerfungen, welche die jüngere permisch-triadische Decke betroffen haben und ihre Schichten heute geneigt erscheinen lassen, lassen auch die Schieferungs- oder Schichtungsflächen geneigt erscheinen; der Grad des Einfallens beider Schichtelemente zeigt dabei keinerlei Verschiedenheit.

Mit anderen Worten die Lagerung des Quarzphyllites ist mit derjenigen der jüngeren Decke ganz konform. Nur die jüngere tertiäre Bewegung des vicentinischen Gebietes hat beide erkennbar betroffen.

Aus diesem Grunde gab ich dieser Lagerung des Grundgebirges im Vicentin durch die Annahme eines paläozoischen Horstes eine Sonderstellung gegenüber den Vorkommnissen an der Cima d'Asta, der Val Camonica etc.

Ich möchte in dieser mir sehr wertvollen Schilderung besonders auf das Fehlen der Fältelungen hinweisen, die mir im Hinblick auf Dieners Bemerkung in „Bau und Bild der Ostalpen", pag. 523, Anm. 1, besonders wichtig ist. In allen übrigen Verbreitungsgebieten der Quarzlagenphyllite sind diese gefältelt. Das Fehlen der Fältelungen spricht entschieden für Tornquists Annahme, daß es sich in Recoaro nicht um „das Zentrum eines periklinalen Domes" handelt.

[2]) II. Aufl., Bd. 3., pag. 174—175

[3]) Milch, der sich z. T. in ähnlicher Weise ausspricht, unterscheidet „Belastungsmetamorphismus" und „Dislokationsmetamorphismus". Neues Jahrb. f. Min., Beil.-Bd. IX, 1894, pag. 101 u. f. — Sauer (Sitzungsber. d. Preuß. Akad. d. Wiss., Berlin 1900, pag. 733) wählt den Ausdruck „statische Metamorphose". Man vergl. aber auch Spezias „Sul metamorfismo delle roccie". (Atti Accadem. Scienze Torino Bd. 31, 1896.) Spezia unterscheidet hier und in früheren Arbeiten scharf zwischen statischem und dynamischem Druck.

zahlreichen von ihm erfaßten Gebieten vollendet war, bevor er zu wirken anfing. Die parallele Anordnung der Gemengteile in den so metamorphosierten Gesteinen ist dann natürlich durch den vertikalen Druck der jüngeren Sedimente bedingt. Denn man darf nicht vergessen, daß auch der vertikale Druck gerichtet ist und daß jedenfalls erst in sehr erheblichen Tiefen die Plastizität der Gesteine so groß werden kann, daß der Druck wie in Flüssigkeiten allseitig wirkt.

Damit will ich nun keineswegs bestreiten, daß der gebirgsbildende Druck eine Rolle bei der Metamorphose von Gesteinen spielen kann. Er wird vor allen Dingen die Richtung der Anordnungsebenen neu entstehender Gemengteile vorschreiben und so in der Regel die Schieferung transversal werden lassen. Er wird größere Gemengteile zerkleinern und dadurch die Angriffsfläche der chemischen Reaktionen vergrößern. Er wird unter Umständen juvenilen, beziehungsweise vadosen Gewässern den Zutritt erleichtern und durch Umsetzung von Bewegung in Wärme die Temperatur steigern. Aber eine so große Rolle, daß nur durch seine Vermittlung über weite Gebiete hin eine „regionale Metamorphose" stattfinden könne und daß daher „Regionalmetamorphose = Dynamometamorphose" sei, kann ich ihm nicht zuschreiben[1]. Ich muß vielmehr mit Spezia Wärme und Wasserdurchtränkung als Hauptfaktoren ansehen und würde, wenn man schon einmal eine solche Gleichung aufstellen will, dann doch lieber mit diesem „Regionalmetamorphose = Thermometamorphose" setzen, obwohl dabei wieder die Rolle des Wassers nicht zum Ausdruck kommt. Am besten würde wohl der alte Ausdruck „Thermohydatometamorphose" den Tatsachen entsprechen.

Wir kommen zu dem letzten Punkt der von Tornquist angeregten Frage. Kann die geschilderte Umwandlung kambrischer Sedimente sich in dem Zeitraum vom Beginn des Untersilurs bis zum Ende oder gar nur Beginn des Karbons vollzogen haben? Tornquist hält das für unwahrscheinlich; und auch andere Forscher nehmen für derartige Regionalmetamorphosen enorme Zeiträume in Anspruch, und zwar viel größere, als ihrer Meinung nach zwischen dem Kambrium und dem Karbon anzusetzen sind. So schreibt zum Beispiel Credner („Geologie", IX. Aufl., pag. 313): „Der beanspruchte langwierige Metamorphosierungsprozeß der ältesten Formationen war also beim Eintritt der Erde in die paläozoische Periode bereits vollendet, konnte deshalb keine langen Zeiträume in Anspruch genommen haben." Dazu möchte ich übrigens bemerken, daß im großen und ganzen die Erdperioden in ihrer heutigen Begrenzung vom Kambrium bis zum Quartär immer kürzeren Zeiträumen entsprechen dürften[2]. Ich glaube, daß das Paläozoikum allein einen wesentlich längeren Zeitraum umfaßt als Meso- und Neozoikum zusammen; und das Archäozoikum (Algonkium) für sich dürfte nach der Entwicklungshöhe der wenigen daraus bekannten Organismen und der Zusammensetzung der kambrischen Fauna zu urteilen, wohl wieder einem größeren Zeitraum entsprechen als Paläo-, Meso- und Neozoikum zusammen. Die absolute Länge der einzelnen Perioden ist ganz unbekannt, die Zeitdauer, welche die verschiedenen Metamorphosen beanspruchen, nicht weniger. Und so halte ich es für durchaus möglich, daß in der Tat die horizontal gelagerten Edoloschiefer von Recoaro annähernd dasselbe, also kambrische Alter besitzen wie die von Frech

---

[1] Sehr richtig sagen Königsberger und Müller in ihrer erst nach Fertigstellung dieses Manuskriptteiles erschienenen schönen Arbeit „Versuche über die Bildung von Quarz und Silikaten" (Zentralbl. des Neuen Jahrb. f. Min. 1906, pag. 5 des Separatums): „Das ehemalige geologische Dogma von den direkten chemischen Wirkungen des Druckes ist jetzt wohl von den meisten Geologen und Petrographen als unhaltbar erkannt worden. Indirekt kann natürlich der Druck oder besser der Partialdruck bei hohen Temperaturen durch seinen Einfluß auf die Dichte der gasförmigen Bestandteile (Wasserdampf und Kohlensäure) die chemische Reaktion stark verändern." (Nur hinsichtlich des Wortes „meisten" habe ich Bedenken. W. S.)

[2] Etwa abgesehen vom Perm.

beschriebenen Bildungen aus den Karnischen Alpen. Ein Gegenbeweis ist jedenfalls bis zum heutigen Tage nicht gegeben; und auch in der Mächtigkeit der Edoloschiefer und ihrer gleichbleibenden petrographischen Beschaffenheit kann ich keinen Gegengrund anerkennen. Es kann ja sehr wohl die Region der heutigen Dinariden einem besonderen Faziesbezirk des Kambriums entsprechen. Berücksichtigt man aber die große Mächtigkeit des Systems der Edoloschiefer, so dürfte es berechtigt sein in ihnen außer kambrischen auch noch vorkambrische und demnach bei ihrer durchgängigen Konkordanz archäozoische Sedimente zu erblicken. Sie als archäisch zu bezeichnen, wie es auch Stella und Porro noch tun, dazu liegt jedenfalls nach den eben erörterten Tatsachen bei unserem heutigen Wissensstand kein Grund mehr vor. Wahrscheinlich gebrauchten diese Forscher auch das Wort „archäisch“ noch einfach im Sinne von präkambrisch.

1. System der Edoloschiefer.

(*E* der Karte, dazu stratigraphisch auch gehörig die Graphitoidschiefer = *K* der Karte.)

Es ist bereits in dem vorhergehenden Abschnitt begründet worden, warum ich für den von Stache gebrauchten Namen „Quarzphyllite“ erst die neue Bezeichnung „Quarzlagenphyllite“ und endlich den Namen „Edoloschiefer“ eingeführt habe. Ebenso ist eingehend gezeigt worden, daß diese Gebilde sedimentärer Herkunft sind, daß ihre Schieferung den alten Schichtflächen parallel geht und daß sie in ihren jüngeren Teilen wahrscheinlich dem Kambrium, in ihren älteren dem jüngsten Archäozoikum entsprechen. Betrachten wir zuerst ihre petrographische Beschaffenheit, soweit wie das nach den Bemerkungen in der Einleitung der Arbeit auf pag. 4—5 überhaupt jetzt geschehen soll.

a) **Petrographische Beschaffenheit.**

Eine eingehende Schilderung der petrographischen Beschaffenheit der Gesteine unseres Komplexes habe ich für einen Teil des Gebietes bereits 1890 (pag. 466—469 und 528—535) gegeben. Da sie mir in den meisten Punkten auch für die ganze Adamellogruppe noch jetzt zuzutreffen scheint, so kann ich hier auf sie zurückverweisen und will nur die Hauptergebnisse sowie einige neue Beobachtungen hervorheben. Der verbreitetste Typus ist der Quarzlagenphyllit selbst, also ein normaler Phyllit, mit unzähligen Quarzlagen und -linsen, im ganzen Adamellogebiet hochgradig gefaltet und gefältelt[1]). Die glimmerig-chloritischen Lagen des Gesteines sind von so kleinen Schüppchen zusammengesetzt, daß das Auge auch bei Benutzung stärkerer Lupen wohl fast immer den Eindruck zusammenhängender Häute erhält, in denen die einzelnen Blättchen nicht unterscheidbar sind. Das ist es, was für mich den Begriff des Phyllites im Gegensatz zum Glimmerschiefer ausmacht, obwohl ich Zirkel[2]) zugebe, daß im Glimmerschiefer Chlorit in der Regel eine wesentlich unbedeutendere Rolle spielt als in den meisten Phylliten. Ein Gestein, in dem ich innerhalb glimmerig-chloritischer Lagen ohne Anwendung der Lupe oder gar des Mikroskopes schon mit dem Auge die einzelnen Blattindividuen zu unterscheiden vermag, ist für mich ein „Glimmerschiefer“[3]). Ich hebe das ausdrücklich hervor, weil mir andere Forscher zum Teil in anderer Weise zu unterscheiden scheinen. Für mich ist also der Unterschied zwischen Glimmerschiefer und Phyllit lediglich ein Dimensionsunterschied. Würde unser Auge 40mal stärker vergrößern, als es uns die Objekte erscheinen läßt, so würde eine solche Unterscheidung

[1]) Über die Herkunft der Quarzlagen vergl. man pag. 315.

[2]) Petrographie, II. Aufl., 1894, pag. 297.

[3]) Natürlich gehört zum Phyllit wie zum Glimmerschiefer noch der Quarz hinzu.

schlecht durchführbar sein, während sie so recht gute Dienste leistet, obwohl es allmähliche Übergänge zwischen Phyllit und Glimmerschiefer gibt.

Das Verhältnis der Quarzlagen zu den Phyllitlagen wechselt sehr stark. Mitunter schwellen die ersteren zu mächtigen Quarzitbänken an, mitunter treten sie stark zurück oder verschwinden ganz und gar, so daß wir gemeine Phyllite erhalten. In diesen letzteren ist ebenso wie in den phyllitischen Lagen der Quarzlagenphyllite Granat mitunter ein wichtiger Gemengteil. In manchen Gegenden erreichen die Granatkristalle sogar einen Durchmesser von $^1/_2$—1 *cm* und treten dann sowohl im frischen wie im zersetzten Zustande als dunkle, oft sechsseitige Flecken hervor. Die Kristallform ist, wenn deutlich, wohl stets ∞O {110}. Es liegt nahe derartige nicht selten auftretende Gesteine als Granatphyllite zu bezeichnen und abzuscheiden. Es ist mir indessen sehr unwahrscheinlich, daß sie konstante Niveaus einhalten, weshalb ich auf kartographische Sonderdarstellung verzichtet habe. Außer den sehr reinen Quarzitbänken treten mitunter auch mächtige Komplexe von glimmerigen Quarziten auf, die offenbar nicht durch Anschwellen der Quarzitbänkchen des Quarzlagenphyllites, sondern durch Verringerung der glimmerigen Gemengteile (inklusive Chlorit) der Phyllite aus diesen hervorgehen. Diese Gesteine kommen in der Reihenfolge nach der Mächtigkeit als die dritte Gruppe hinter Quarzlagenphyllit und gemeinem Phyllit

Von anderen Gesteinsarten sind mehr oder weniger verbreitet und wichtig: Glimmerschieferphyllite und Phyllitglimmerschiefer, die den Übergang zu den gleichfalls mitunter auftretenden echten Glimmerschiefern vermitteln, Biotitphyllite mit großen individualisierten Biotitblättern, Feldspatphyllite mit makroskopisch erkennbaren Feldspatkristallen, die wohl stets einem sauren Plagioklas zuzurechnen sind, Phyllitgneise, Chloritphyllite, Graphitoidphyllite und -quarzite, Amphibolite, sowie zwei Typen, für die ich im folgenden die besonderen Bezeichnungen Colmite und Edolite begründen und gebrauchen will. Die hier als Phyllitgneise bezeichneten Gesteine bestehen aus dünnen Lagen oder Häuten von phyllitischer Zusammensetzung, zwischen die sich etwas dickere Quarzfeldspatlagen von feinstem Korn einschieben. Gar nicht selten aber wird in Gesteinen von diesem Typus das glimmerig-chloritische Material noch seltener, die Häute werden unzusammenhängend und lösen sich in isolierte Streifen und Flecken auf, in denen übrigens gern der Muskovit vorherrscht. Es entstehen dann Gesteine, die im wesentlichen aus Quarz und verschiedenartigen Feldspäten (sowohl Orthoklas wie Plagioklase) bestehen, mineralogisch also den typischen Granuliten Sachsens, Böhmens und des niederösterreichischen Waldviertels gleichen. Ihr ganzer Habitus aber ist total verschieden. Ihr Korn ist feiner, die feine Bänderung der Granulite, ihre Übergemengteile (Granat, Cyanit) fehlen. Niemand, der die typischen Granulite kennt, wird diese Gesteine anders als mit Widerstreben mit demselben Namen bezeichnen. Ich selbst habe sie, um dem auszuweichen, schon 1896[1]) als „glimmerarme Phyllitgneise" aufgeführt und damals bereits hervorgehoben, daß sie wohl den von Teller und v. John aus der Umgebung von Klausen im Eisacktal als „Feldstein", und zum Teil auch den von Stella aus dem oberitaliänischen Seengebirge als „gneis chiari" beschriebenen Gesteinen entsprechen. Beide Bezeichnungen waren von ihren Autoren wohl nur als provisorisch gedacht; denn sie eignen sich nicht recht, die eine, weil dasselbe Wort ja auch in der Sprache des gewöhnlichen Lebens eine ganz bestimmte Bedeutung hat, die andere, weil erstens alle echten Muskovitgneise viel mehr Anspruch auf die Bezeichnung „helle Gneise" haben als gerade die hier besprochenen Gesteine und zweitens, weil Stella offenbar auch die hellen Phyllitgneise selbst zusammen mit

[1]) Pag. 1035.

unseren Bildungen unter diesem Namen verstand. Die betreffenden Gesteine treten übrigens in den Edoloschiefern nur untergeordnet auf; in den Rendenaschiefern aber erreichen sie große Verbreitung und Bedeutung. Somit scheint mir hier ein wirkliches Bedürfnis nach einer neuen kurzen Bezeichnung vorzuliegen [1]). Ich habe deshalb bereits im vorhergehenden die Bezeichnung **„Colmit“** nach dem Monte Colmo bei Edolo verwendet, weil am Fuße dieses Berges gegen die Val Moja innerhalb der dortigen Rendenaschiefer die hier besprochenen Gesteine häufig auftreten. Ich bitte zu entschuldigen, daß ich eine eingehendere petrographische Schilderung dieses Typus noch nicht in der vorliegenden Arbeit geben kann [2]).

Der zweite neue Typus „Edolit“ nach dem Städtchen Edolo im oberen Ogliotale besteht im wesentlichen aus Feldspat und Glimmer, und zwar wohl meist aus sauren Plagioklasen, die sich entweder mit Biotit oder mit Muskovit oder mit beiden assoziieren. Doch gibt es auch Orthoklasedolite.

Ich habe diesen Typus schon vor längerer Zeit als Glied der Hornfelszone der kristallinen Schiefer des Adamello angetroffen und damals als Hornfelsedolit bezeichnet [3]). Er tritt aber auch als normales Glied der kristallinen Schiefer der Adamellogruppe, wenn auch wohl meist nur in relativ dünnen Gesteinslagen auf, die mit Phylliten, Quarzlagenphylliten, Quarziten, Glimmerschiefern und Gneisen wechsellagern.

Alternieren die Edolite regelmäßig mit dünnen Quarzlagen, so entstehen Gesteine, die man als Gneise bezeichnen kann und die auch wohl oft genug so genannt worden sind. Es dürfte aber selbst in diesem Falle wertvoll sein, wenn die Beschreibung der Gesteine hervorhebt, daß die drei normalen Gneiskomponenten nicht sämtlich an jeder Gesteinslage beteiligt sind, sondern daß Feldspat und Glimmer für sich allein isolierte Lagen zusammensetzen [4]).

Unter Chloritphylliten habe ich früher ausschließlich [5]) Phyllite verstanden, in denen die erst mikroskopisch unterscheidbaren Chloritblättchen den Glimmer deutlich überwiegen. Ich kenne aber jetzt auch Gesteine, in denen makroskopisch nach Art der Biotitphyllite vereinzelte große [6]) Chloritblätter aus dem mikroskopischen Gewebe feinster glimmerig-chloritischer Blättchen heraustreten. Ich bin nicht sicher, ob diese großen Chloritindividuen primär oder sekundär nach Biotit entstanden sind. Auf jeden Fall will ich auch diese Gesteine bis auf weiteres unter den Chloritphylliten einbegreifen.

Die stratigraphisch wichtigsten Gesteinsarten der Edoloschiefer sind die auf der Karte mit der besonderen Signatur *K* als „Graphitoidschiefer“ ausgeschiedenen Graphitoidphyllite und -Quarzite.

[1]) Ich hatte eigentlich den alten Namen „Leptynit“ verwenden wollen. Da dieser indessen nicht eindeutig gebraucht wird, so habe ich, um Verwirrung zu vermeiden, auch davon abgesehen.

[2]) Vergl. pag. 4—5. Auch in dem mittlerweile erschienenen Werke von Grubenmann (Kristalline Schiefer, II, 1907) finde ich keinen ähnlichen Typus beschrieben.

[3]) 1897, pag. 149—150.

[4]) Schon nach Niederschrift dieses Teiles der Arbeit lernte ich die von Sauer aus dem Wildschapbachtal im Schwarzwald beschriebenen, aber nicht besonders benannten „biotitreichen körnigen syenitischen Abänderungen (*b*) des Schapbachgneises“ kennen. Sie sind im Sinne meiner Bezeichnung „Hornblendeedolite“ eruptiver Entstehung und vermitteln den Übergang zu Feldspatamphiboliten. Vergl. Erläuterungen zu Blatt Oberwolfach-Schenkenzell der bad. geol. Karte 1895, pag. 31. In dem mittlerweile erschienenen Werke von Grubenmann über die kristallinen Schiefer sind zu den Edoliten gehörige Gesteine als „Biotitplagioklasschiefer“ (II., 128) beschrieben (Berlin 1907, bei Borntraeger).

[5]) 1890, pag. 530.

[6]) Größer als 1 *mm*.

Ich habe diese Gesteine in meinen älteren Arbeiten als „kohlenstoffreiche Schiefer, beziehungsweise Phyllite" bezeichnet. Die schwarze in ihnen enthaltene Substanz, die in der Bunsenbrennerflamme auf einem Platinblech ohne Schwierigkeit verbrannt werden kann, ist aber jedenfalls identisch mit Sauers Graphitoid. Auf der Karte sind natürlich nur die an dieser Substanz besonders reichen und mächtigeren Gesteinszüge ausgeschieden, unbedeutendere Vorkommnisse dagegen vernachlässigt. Auch an zahlreichen anderen Stellen der Alpen sind petrographisch mit ihnen völlig übereinstimmende Schiefer vorhanden, die aber in der Literatur meist als „graphitische Schiefer" bezeichnet worden sind. Ich selbst sah, wie ich schon 1896 (pag. 1036) mitteilte, Graphitoidschiefer von genau derselben Beschaffenheit wie die der Edoloschiefer beim Abstieg vom Monte Orno nach Falesina bei Pergine in der Val Sugana östlich der Etsch.

Ich werde die stratigraphische Bedeutung, welche die Graphitoidschiefer innerhalb des Komplexes der Edoloschiefer vielleicht haben, erst weiterhin besprechen.

Als untergeordnete und wohl sicher kein bestimmtes Niveau einhaltende Einlagerungen sind endlich noch Amphibolite, und zwar Feldspat-, beziehungsweise Epidotamphibolite zu erwähnen.

Die von mir 1890 als sehr selten aufgeführten „tonschieferähnlichen Phyllit-Schistite", die ich an den Hügeln des linken Oglioufers bei Edolo gesammelt hatte, könnten möglicherweise als stark gepreßte und verwitterte gewöhnliche Phyllite oder Phyllitgneise zu deuten sein. Ich habe Ähnliches nie wieder gefunden und habe die betreffenden Stücke leider nicht mehr in meinem Besitz. Wohl aber zitiert Frech solche Gesteine aus dem Comelico als nicht selten.

Bei der Verwitterung der Edoloschiefer blühen unter dem Schutze überhängender Wände fast überall Salze aus[1], deren Entstehung auf die Zersetzung des in kleinen Mengen weit verbreiteten Pyrites (? Markasites) zurückzuführen ist.

Wie auf pag. 129 ausgeführt, gehören sie in die Gruppe der Vitriole und bestehen hauptsächlich aus Eisenvitriol. An der Landstraße von Edolo nach Monno in der oberen Val Camonica und an vielen anderen Stellen sind sie prachtvoll zu sehen. Curioni erwähnte sie bereits (1877).

Von den älteren Erforschern des Adamellogebietes war es überhaupt Curioni, der auch die kristallinen Schiefer mit besonderer Sorgfalt studiert hatte. Leider bediente er sich aber in seinen Werken so schwer verständlicher Bezeichnungen dafür, daß es erst Stella (1894, pag. 24, 25), und zwar auf Grund der im Comitato geologico niedergelegten Sammlung Curionis möglich gewesen ist, ihre Bedeutung zu erkennen. Nach Stella ist Curionis Bezeichnung „Quarzite poco micacea, talora sericea, passante a scisto argilloso micaceo" im wesentlichen gleichbedeutend mit Stellas „filladi", den Phylliten und Quarzlagenphylliten meiner Edoloschiefer. „Quarzite molto silicea" (Quarzite grumoso-nodulosa, quarzite felspatica) bei Curioni entspricht Stellas Gruppe der „Gneis chiari" und somit in der Hauptsache den mächtigen Systemen von Phyllitgneisen, Colmiten, zum Teil auch echten Quarziten, die wesentlich meinen Rendenaschiefern angehören, untergeordnet aber auch in den Edoloschiefern auftreten.

„Quarzite molto micacea passante a scisto micaceo" bei Curioni soll Stellas Gruppe der „Gneis e micascisti grigi" entsprechen und repräsentiert einen erheblichen Teil meiner Tonaleschiefer, findet sich aber untergeordnet wohl auch in den anderen beiden Gruppen.

---

[1]) An den Gesteinen der Tonaleschiefergruppe beobachtete ich übrigens dieselbe Erscheinung an der neuen Tonalestraße zwischen Ponte di Legno und dem Passe.

b) Verbreitung in der Adamellogruppe.

Von dem Orte Edolo im oberen Ogliotale [1]) zieht sich eine breite Zone unserer Schichten in ostnordöstlicher Richtung zum Passo Tonale. Dort sind sie zum zum größten Teil von ausgedehnten diluvialen Ablagerungen (Grundmoränen) bedeckt, erscheinen aber jenseits des Passes in einer wenn auch schmäleren Zone von neuem und lassen sich zwischen den im N anstoßenden Tonaleschiefern (*N*) und dem Tonalit im Süden weit nach Osten verfolgen. Ob sie wirklich in der auf der Karte angenommenen Weise verschwinden, das kann ich nicht sagen. Zur Entscheidung müßte man die Gegend der Val Fazzon genau begehen, was mir (vergl. d. Routenkärtchen) nicht möglich war. Sicher springt ihre Südgrenze auf der Ostseite von Val Piana ziemlich unvermittelt mehr nach N vor.

Kehren wir wieder nach Edolo zurück, so wird unser Schichtzug im Süden (bei Rino auf der Ostseite, bei dem nicht mehr auf der Karte befindlichen Orte Lava auf der Westseite des Ogliotales) durch eine breite Zone permisch-triadischer Bildungen abgeschnitten, die sich weit in die Bergamasker Alpen hinein verfolgen lassen [2]). Die Grenze wird gebildet von der 1897 [3]) von mir beschriebenen Gallineraverwerfung. Südlich kommen die Edoloschiefer in einem zweiten Zuge unter dem Perm als normale [4]), aber diskordante Unterlage zum Vorschein und bilden nun den größten Teil der weit in den Tonalit vorspringenden Sedimentbucht von Saviore. Erst die ihnen wieder normal aufliegende Permtriaszone des Lago d'Arno—Monte Colombè bildet ihre Südgrenze und bedeckt sie im ganzen südlichen Kartengebiet vollständig. Auf der Rendenaseite der Adamellogruppe scheinen sie ganz und gar zu fehlen.

c) Verbreitung in anderen Teilen der Alpen.

Phyllitische Gesteinsgruppen sind in den Alpen weit verbreitet. Wie ich indessen schon vorher ausführlich begründet habe (pag. 309), halte ich eine Parallelisierung nur dann für berechtigt, wenn außer weitgehender petrographischer Übereinstimmung auch noch nicht zu große topographische Entfernung und Lage in einem tektonisch gleichwertigen Gebirgsteile Sicherheit verleiht.

Unsere Edoloschiefer tauchen nun im Süden der Adamellogruppe mit vollständig übereinstimmenden petrographischen Charakteren, in geringem horizontalem Abstand und in einem, rein tektonisch gesprochen, noch zur Adamellogruppe gehörigen Gebirgsteile von neuem als dritter und letzter Zug auf. Wo die Trias- und Permschichten nördlich der Val Trompia abgetragen sind, da erscheinen sie darunter und lassen sich auch geschlossen in die Val Caffaro nördlich Bagolino nach Osten und in die Val Camonica bei Pisogne nach Westen verfolgen. Es ist das der Zug, von dem Baltzer [5]) annimmt, daß er nach Süden über permisch-triadische Bildungen überschoben ist. Ich habe ihn nur flüchtig kennen gelernt und kann daher nicht entscheiden, welche Areale darin den Edoloschiefern selbst, welche den mit ihnen zusammen auftretenden Rendenaschiefern angehören.

---

[1]) Wie schon erwähnt, nicht mehr auf der Karte, aber unmittelbar westlich von Mù und nur durch den Oglio davon getrennt.

[2]) Vergl. Taramelli (1890) und Porro, „Alpi Bergamasche"; Carta geologica 1 : 100.000 Mailand. 1903

[3]) 1897, II., pag. 116 u. f.

[4]) Unter normaler Überlagerung verstehe ich Überlagerung durch an Ort und Stelle gebildete autochthone Schichten ohne Rücksicht auf Konkordanz oder Diskordanz. Der Gegensatz ist für mich gegeben durch Überschiebung oder Überfaltung allochthoner Bildungen.

[5]) 1901.

Gehen wir von der Adamellogruppe nach Westen, so habe ich die typischen Edoloschiefer des nördlichsten ersten (Edolo-) Zuges von Edolo selbst über den Apricapaß hinüber bis nach Tresenda im Veltlin verfolgt. Aus Porros[1]) Karte und den Untersuchungen Stellas, sowie meines zu früh verstorbenen Freundes Melzi[2]) geht hervor, daß sie von da bis zum Comer und Luganer See hin durchstreichen. Doch ist eine ausreichende, auf sorgfältiger petrographischer Untersuchung beruhende Kartierung der kristallinen Schiefer des Gebietes noch nicht durchgeführt.

Besonders wichtig erscheinen mir Stellas[3]) Untersuchungen über die kristallinen Schiefer zwischen dem Comer See und der Val Camonica. Er stellte vor allen Dingen fest, daß die von Spreafico und Taramelli[4]) als „Casannaschiefer" und „Apenniniti", beziehungsweise „Besimanditi" von den kristallinen Schiefern abgetrennten und auf den Karten mit besonderen Signaturen dargestellten Bildungen integrierende Glieder der Formationen der kristallinen Schiefer sind. Er unterscheidet die folgenden 10 petrographischen Haupttypen:

1. „Gneis minuti scuri, a due miche, prevalentemente biotitici" (feinkörnige dunkle Zweiglimmergneise mit vorherrschendem Biotit).
2. „Id. anfibolici" (ebenso mit Hornblende).
3. „Id. chiari, a muscoviti" (ebenso mit hellen Glimmern, daher „helle Gneise").
4. „Micascisti grigi a due miche, prevalentemente muscovitici" (graue zweiglimmerige Glimmerschiefer mit vorherrschendem Muskovit).
5. „Id. chiari a muscovite" (ebenso hell mit Muskovit, das heißt offenbar nur mit Muskovit).
6. „Filladi micacee" (glimmerige Phyllite, im Sinne meiner „gemeinen Phyllite").
7. „Filladi quarzitiche" (Quarzlagenphyllite).
8. „Quarziti muscovitiche" (Muskovitquarzite).
9. „Scisti anfibolici" (Hornblendeschiefer).
10. „Scisti epidotici" (Epidotschiefer).

Von diesen 10 Typen entsprechen 6 und 7, seine Gruppe der „filladi", nach seiner Angabe den Casannaschiefern Spreaficos und Taramellis (Nr. 37 der Karte der Lombardei), 3, 5 und 8, seine Gruppe der „gneis chiari", den Apenniniten, beziehungsweise Nr. 34 derselben Karte. Es geht mir nun aus Stellas Beschreibung hervor, daß 6 und 7, also die gemeinen und Quarzlagenphyllite, zusammen mit unbedeutenden Einschaltungen von 3, 5, 8 und 9, vielleicht sogar auch von 4, im wesentlichen meiner Edoloschiefergruppe entsprechen, während mächtige Massen von Gesteinen, die in der Mitte zwischen Phyllit und Glimmerschiefer stehen, zusammen mit 3, 5, 8 und zum Teil beträchtlichen Einschaltungen von 6, 7, 4, 9 etwa meine Rendenaschiefer repräsentieren[5]). Eine scharfe Grenze zwischen den beiden Gruppen ist, wie weiterhin gezeigt werden wird, nicht vorhanden; und diese Tatsache zusammen mit dem Auftreten der charakteristischen Haupttypen der beiden Gruppen als untergeordnete Einschaltung in der anderen Gruppe erklärt es wohl,

[1]) Alpi Bergamasche, Milano 1903.

[2]) Ricerche microscopiche sulle rocce del versante valtellinese della catena Orobica occidentale. Giorn. di Mineralog., Bd. 2, Pavia 1891, pag. 1. Vergl. auch die Karte.

[3]) 1894.

[4]) Taramelli, 1890; und „Beiträge zur geolog. Karte der Schweiz". Bern 1880, Bd. 17, sowie Blatt 24 der geolog. Karte der Schweiz.

[5]) Man vergleiche auch deren besondere Beschreibung in dieser Arbeit.

daß Stella die beiden Systeme nicht trennt. Ebenso glaubt er auch einen allmählichen Übergang zu den im wesentlichen den Nordrand des von ihm untersuchten Gebietes bildenden Gesteinen 1, 2 und 4 beobachtet zu haben. Es ist indessen bemerkenswert, daß diese Gesteine offenbar identisch sind mit einigen der Haupttypen meiner dritten Gruppe, der Tonaleschiefer, nur daß in Stellas Aufzählung die in der Adamello- und Ortlergruppe damit verbundenen kristallinen Kalke und ungemein wichtigen und charakteristischen Pegmatite fehlen. Das beruht indessen wohl nur darauf, daß Stella zufälligerweise die Nordregion weniger begangen hat und seine Untersuchungen am Südrand der Marmorzüge abbrach. Denn diese lassen sich, wenn auch mit Unterbrechungen von Tirol her über den Tonale, die obere Val Camonica und das Veltlin nach Olgiasca und Dongo am Comer See verfolgen. Bei Olgiasca aber tritt außer Marmor auch der typische Pegmatit der Tonaleschiefer in dem bekannten, von Melzi[1]) beschriebenen und auch von mir untersuchten Vorkommen des Lago di Piona auf. Ferner haben Stella und Porro durch genaue Untersuchungen den Nachweis geliefert, daß die Gesteine meiner drei Gruppen sich im Westen geschlossen bis Lugano verfolgen lassen, ja, daß sie auch in der Val Sassina bei Introbbio die kristalline Unterlage der klastischen jung paläozoischen Schichten bilden. Aus der Umgebung von Lugano aber, sowie bei Pallanza und Baveno am Lago Maggiore kenne ich selbst kristalline Schiefer, die vermutlich den Edoloschiefern entsprechen; und so dürfte es sicher sein, daß die drei in dieser Arbeit unterschiedenen Gruppen auch weit im Westen der Adamellogruppe unterscheidbar sind, wenn auch ihre Verbreitung im einzelnen erst durch sorgfältige Kartierung festgestellt werden kann.

Den zweiten, mittleren oder Saviorezug der Edoloschiefer habe ich gleichfalls persönlich ein Stück weit nach Westen verfolgen können. Ich habe ihn auf der Südseite der Permzone von Rino bis Lovéno im Aglionetal begangen. Nach der Porroschen Karte kann er sich von dort nicht mehr weit fortsetzen, sondern wird offenbar bald von den permischen Ablagerungen des Monte Venerocolo verhüllt.

Der dritte oder Trompiazug scheint bereits auf der Westseite der Val Camonica verschwunden zu sein.

Im Norden der Adamellogruppe sind durch Hammmers sorgfältige Untersuchungen die kristallinen Schiefer des Ortlergebietes gut bekannt geworden. Hammer (1905, pag. 2) unterscheidet „zwei Formationen der kristallinen Schiefer", die Gneisformation und die Phyllite. Er setzt voraus, daß sie stratigraphischen Einheiten entsprechen und daß die Phyllitformation jünger ist. In einer älteren Arbeit[2]) sagt er zum Beispiel ausdrücklich: „Aus den Phyllitgneisen gehen nach oben durch einen allmählichen Übergang Phyllite hervor, als ein neues Element im Aufbau der kristallinen Alpen des Ultentales." Das wesentliche Wort in diesem Satz ist mir „oben". Ich bekenne und werde das auch bei der Besprechung der Tektonik begründen, daß mir in diesen oftmals vollständig isoklinal komprimierten, meist steil stehenden Schieferkomplexen nichts schwerer fällt, als festzustellen, was, geologisch gesprochen, oben liegt. Dieselbe Schwierigkeit hat aber auch Hammer gehabt. Das geht klar daraus hervor, daß er in dieser eben zitierten Arbeit ein Profil des vorher erschienenen ersten Teiles derselben Untersuchung vollständig umdeutet (pag. 547—548). „Es scheint mir daher wahrscheinlicher, daß die gewaltige Schichtfolge des Ultentalprofiles nicht als einheitliches tektonisches Element, als Nordflügel der ‚Tuattisynklinale' zusammen mit dem

[1]) Giorn. di Mineralogia 1890, pag. 60, Pavia, Bd. I.

[2]) Die kristallinen Alpen des Ultentales, II. — Das Gebirge nördlich der Faltschauer. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. Wien 1904, pag. 549.

Südflügel der ‚Ultentalantiklinale' aufzufassen ist, sondern eher selbst eine zwischen Ultentalantiklinale und Tuattisynklinale eingeschobene Auffaltung mit aneinanderliegenden überkippten Schenkeln ist." Der Grund dieser fundamentalen Änderung ist der, daß „nach der Deutung der Tektonik im ersten Teile die hangenden Teile des Ultentalprofiles — der normale Gneis — den Phylliten äquivalent sein" müßte, „wenn man nicht ein vollständiges Fehlen aller Äquivalente für diese mächtigen Gneise annehmen will". Die Basis dieser Überlegung ist also die Anschauung, daß eine Faziesvertretung der Gneisgruppe durch die Phyllite unwahrscheinlich sei, eine weitere ebenfalls unbewiesene Voraussetzung die, daß die betreffenden Gneise sedimentärer Herkunft sein müssen. Ich bitte diese Bemerkungen nicht so aufzufassen, als ob ich die Hammerschen Untersuchungen dadurch herabsetzen wollte. Nichts liegt mir ferner; und ich freue mich sogar erklären zu können, daß ich sie für sehr sorgfältig und wertvoll halte. Ja ich glaube, auf Grund einer beinahe zwei Jahrzehnte umfassenden geologischen Tätigkeit im Hochgebirge beurteilen zu können, welch großes Maß von physischer und geistiger Anstrengung nötig ist, um in derartigen Gebirgsteilen solche Ergebnisse erzielen zu können. Das hindert aber nicht, daß ich in bezug auf die Beurteilung der stratigraphischen Stellung der kristallinen Schiefergruppen im Laufe der Jahre wesentlich skeptischer geworden bin, als ich früher selbst war. Aus diesem Grunde wage ich es auch nicht schon jetzt auf Grund petrographischer Analogien die kristallinen Schiefer der Ortlergruppe mit denen der südlich anstoßenden Adamellogruppe zu parallelisieren[1]. Zwischen den beiden Gruppen verläuft eine Störungslinie, der nicht nur ich eine fundamentale Bedeutung zuschreibe, die Tonalelinie[2]. Wie man auch über diese Linie denken mag, jedenfalls trennt sie zwei tektonisch einander ganz fremde Gebirgsteile, und ich halte mich nicht für berechtigt, aus der Tatsache, daß in dem nördlichen Teil der kristallinen Ortlergruppe Quarzlagenphyllite auftreten[3], ohne weiteres den Schluß zu ziehen, daß sie stratigraphisch denen der Adamellogruppe gleich stehen. Ich kann bisher darüber nur sagen: Non liquet. Dabei verkenne ich nicht, wie unbefriedigend es ist so von der Lösung wichtiger Probleme zurücktreten zu sollen. Nach meiner Meinung ist aber die Zeit zur Beantwortung unserer Frage noch nicht gekommen. Man wird gewiß Profile auch der kristallinen Schieferserie der Alpen mitteilen können; man muß sich aber darüber klar sein, daß man hier nicht weniger grundstürzende Änderungen der Luftsättel und -mulden bekommen wird, als man das für gewisse Profile der Westalpen vor nicht langer Zeit erlebt hat.

Um also das Gesagte kurz zusammenzufassen, halte ich es für verfrüht die durch Hammer gut beschriebenen kristallinen Schiefer der Ortlergruppe stratigraphisch zu gliedern und abgesehen von den aus der Ortlergruppe in das Adamellogebiet hinüberstreichenden Tonaleschiefern mit denen der Adamellogruppe zu parallelisieren. Petrographische Analogien sind vorhanden. Welche Bedeutung sie haben, kann erst die Zukunft lehren. Der von Hammer eingeschlagene Weg sorgfältiger petrographischer Untersuchung und Kartierung, sowie der Aufstellung von Profilen kann zum Ziele führen, wenn größere Gebiete in gleicher Weise durchforscht sein werden.

Gehen wir von der Adamellogruppe nach Osten, so verschwinden die kristallinen Schiefer jenseits der Judikarienlinie vollständig unter permischen und mesozoischen Ablagerungen. Erst in

---

[1]) Um Mißverständnissen vorzubeugen, bemerke ich, daß das zwar Stache, aber nicht Hammer getan hat; und es ist Stache absolut kein Vorwurf daraus zu machen, daß er in den siebziger Jahren die hier ausgesprochenen Bedenken noch nicht hatte.

[2]) Vergl. Salomon 1905, pag. 341 u. f.

[3]) Hammer 1905, pag. 552—553.

weitem Abstand tauchen sie wieder in der Astagruppe und ganz im SO in der Umgebung von Recoaro auf.

Die kristallinen Schiefer der Astagruppe sind relativ gut bekannt. Sie sind in neuerer Zeit bei Gelegenheit der Mojsisovicsschen Dolomitenaufnahmen von Doelter, später von Rothpletz und mir, von Vacek[1]), A. von Krafft und Trener untersucht worden. Es kann gar keinem Zweifel unterliegen, daß sie in petrographischer Hinsicht auf das genaueste mit den Edoloschiefern der Adamellogruppe übereinstimmen. Nicht bloß die Hauptgesteine, sondern auch die Nebentypen treten auf, darunter die immerhin recht charakteristischen Graphitoidphyllite und -quarzite. Ich halte es deshalb trotz der großen horizontalen Entfernung für wahrscheinlich, wenn auch keineswegs für sicher, daß sie demselben stratigraphischen System angehören. Dasselbe gilt auch von den kristallinen Schiefern von Recoaro, die, wie schon vorher besprochen, von Tornquist eingehend beschrieben wurden, und von denen der Karnischen Alpen, deren Schilderung durch Frech ich auf pag. 311 dieser Arbeit besprochen und zum Ausgang der Altersbestimmung der Edoloschiefer gemacht habe. Ich verkenne nicht, daß ich mich bei dieser Parallelisierung unter Umständen täuschen kann und mich dabei von demselben Prinzip leiten lasse, dessen Unsicherheit ich eben erst, und zwar zum Teil anderen gegenüber betont habe. Immerhin spricht zugunsten meiner Annahme die gemeinsame Lage innerhalb des Dinaridensystemes südlich von der Gail-Tonale-Linie, das ungewöhnlich hohe Maß petrographischer Übereinstimmung der Haupt- und Nebentypen, ja bis zu einem gewissen Maß sogar das Mengenverhältnis dieser Typen zueinander.

Frech hebt nun noch eine Reihe von anderen Punkten hervor, an denen er die stratigraphisch gleiche Gruppe zu erkennen glaubt (a. a. O., pag. 199). Es sind das das Pustertal (Bruneck), das Ridnaun- und Brennergebiet (auch Penser Joch, Klausen, Waidbruck), das Oberinntal und Vorarlberg. Er stützt sich dabei teils auf eigene Begehungen, teils auf die Untersuchungen von Teller und Mojsisovics. Ich muß bekennen, daß ich nicht in der Lage bin, hierüber ein Urteil abzugeben, weil ich die betreffenden Gebiete teils gar nicht, teils nur flüchtig aus eigener Anschauung kenne und weil ich in der Literatur keine hinreichend ausführlichen Schilderungen gefunden habe.

Zum Schluß dieser Betrachtungen möchte ich noch bemerken, daß es nicht ausgeschlossen ist, daß ein Teil der in der östlichen Schweiz früher als „Casannaschiefer" genannten Gebilde zu den Edoloschiefern gehört. Ein Beweis dafür liegt aber bis heute nicht vor.

d) Stratigraphische Gliederung.

Wiederholt habe ich den Versuch gemacht einen der petrographisch abweichenden Nebentypen zu einer Gliederung der Edoloschiefer zu verwenden. Indessen scheint es, als ob diese fast alle kein bestimmtes Niveau einhalten. Einzig allein für die Graphitoidschiefer ist die Möglichkeit einer Konstanz ihres Niveaus vorhanden. Curioni[2]) nahm sie sogar an; und es läßt sich nicht leugnen, daß sie innerhalb der eigentlichen Adamellogruppe in einer so eigentümlichen Weise auftreten, wie sie mit dieser Vorstellung wohl vereinbar ist. Immerhin liegt bis heute kein Beweis dafür vor.

---

[1]) Über die geologischen Verhältnisse der obersten Val Sugana. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1896, pag. 459—473.

[2]) 1877, I., pag. 76: „In questa valle gli scisti arenacei melmosi antracitici sono intimamente connessi colle suddette quarziti micacee che ne costituirebbero il piano inferiore."

Ein Blick auf unsere Karte lehrt, daß die Graphitoidschiefer (*K*) auf den ersten, nördlichen, sogenannten „Edolozug" beschränkt sind. Wenigstens kenne ich sie nicht mit Sicherheit aus den beiden südlicheren Zügen. Westlich des Tonale treten sie in zwar langgestreckten, aber doch isolierten, zweifellos linsenförmigen Massen auf. Östlich des Tonale lassen sie sich in einer zusammenhängenden, geschlossenen Zone aus der Gegend von Malga Pecè im Vermigliotal bis über Val Piana hinaus verfolgen und bilden auf dieser Strecke überhaupt die Nordgrenze der Edoloschiefer. Auch noch westlich unserer Karte sah ich sie 1. beim direkten Abstieg[1]) vom Belvedere des Apricapasses nach Tresenda, 2. an der Strada militare unmittelbar südlich Edolo (in geringer Mächtigkeit), 3. zwischen Stazzona und Musciano im Veltlin in der Nähe der Nordgrenze des Edolozuges, 4. in den letzten, nördlichsten Aufschlüssen desselben Zuges vor der Tonalelinie in Val Sacco NW Edolo an dem Pfade, der zum Passo della Scala führt. — Es ist sehr auffällig, daß nicht nur die Graphitoidschiefer östlich des Tonale, sondern auch die unter 3 und 4 aufgeführten Vorkommnisse westlich unserer Karte, sowie von den Linsen der oberen Val Camonica nicht weniger als drei in großer Nähe der Tonaleverwerfung liegen. Es läßt sich das in der Tat nur verstehen, wenn man berücksichtigt, daß die Tonaleverwerfung sehr genau dem Streichen der Edoloschiefer entspricht und annimmt, daß die betreffenden Vorkommnisse demselben stratigraphischen Niveau angehören. Außerdem treten aber Graphitoidschieferlinsen auch noch in einer südlicheren Reihe auf. Es sind das die Vorkommnisse 1. südlich von Edolo an der Strada militare (westlich der Kartengrenze), 2. der Graphitoidschieferzug oberhalb der Baite Lucia NW von Edolo, 3. die Linse am linken Oglioufer nördlich Mù, die ich übrigens auf der Karte zu kurz gezeichnet habe[2]), 4. die langgestreckte südliche Linse der Val d'Avio, 5. und 6. die Linsen der Val Seria und der Val Narcane, 7. vielleicht die Graphitoidschiefer zwischen Belvedere und Tresenda im Veltlin. Ob alle diese Linsen wirklich die Formen haben, wie sie ihnen auf der Karte erteilt sind und vor allem, ob sie wirklich im selben Niveau liegen, das weiß ich nicht. Aber selbst angenommen, daß es der Fall wäre, so ist es doch absolut unsicher, ob wir es dann in der Nord- und Südreihe mit zwei verschiedenen Niveaus oder mit zwei verschiedenen Flügeln einer isoklinal zusammengepreßten Falte oder endlich mit derselben durch Schuppenstruktur repetierten Schicht zu tun haben. Denn das ganze System der Edoloschiefer hat von lokalen Unregelmäßigkeiten abgesehen vom Veltlin bis Val Piana jenseits des Tonale dasselbe ONO-Streichen bei steilem, meist N gerichtetem Fallen. Jedenfalls werden weitere Untersuchungen der Edoloschiefer mit der Möglichkeit einer Niveaukonstanz der Graphitoidschiefer rechnen müssen. Daß gerade bituminöse oder sonst kohlenstoffreiche Sedimente eine ungeheure horizontale Ausdehnung haben können, das lehrt die Verbreitung der Posidonienschiefer des Lias ε in Europa.

2. System der Rendenaschiefer.

(*Re* der Karte.)

Die hier unter diesem Namen zusammengefaßten Gesteine hatte Stache im wesentlichen seiner Gneisphyllitgruppe eingereiht. Der Grund der Namensänderung ist bereits auf pag. 310—311 erörtert worden. Ebenso wurde auf pag. 320 ausgeführt, daß die von Stella als „Gruppe der Gneis

---

[1]) Auf dem Abkürzungswege. Auch an der Hauptstraße sind die Schiefer mitunter durch Graphitoid gefärbt. — Doch ist seine Menge meiner Erinnerung nach dort sehr gering. Curioni (1877, Bd. I, pag. 60) zitiert allerdings auch von der Hauptstraße nahe dem Belvedere „tracce abbondanti di antracite".

[2]) Sie streicht bis über Lezzavone (am Finaletal) hinweg.

chiari" unterschiedenen Gesteine einen wesentlichen Bestandteil der Rendenaschiefer bilden. Die Stellasche Gruppe aber entspricht ihrerseits recht genau den „Apenniniti" bei Taramelli[1]) und Curionis „quarziti molto silicee" (+ quarziti grumoso-nodulose + quarziti felspatiche).

a) Petrographische Beschaffenheit.

Schon im Jahre 1890 hatte ich bei der Beschreibung der kristallinen Schiefer des Monte Aviolo in der nordwestlichen Adamellogruppe eine Zone von Gesteinen als „Gneisphyllite" im Sinne Staches von den „Quarzphylliten" abgetrennt und eine eingehende Beschreibung ihrer Gesteinstypen gegeben (pag. 482 und 506). Diese Beschreibung fiel indessen sehr unvollständig aus, weil die Zone im Bereiche des tonalitischen Kontakthofes lag und die normale Beschaffenheit der Gesteine in vielen Fällen nicht erhalten, beziehungsweise zu erschließen war. Auf späteren Reisen lernte ich dann das auf der Ostseite der Adamellogruppe zwischen dem Tonalit und der Judikarienverwerfung ausgedehnte Schiefergebirge genau kennen und fand hier die Gesteine des Gneisphyllitkomplexes vom Monte Aviolo wieder, aber zusammen mit Gesteinstypen, die dort nicht vorhanden waren oder doch nicht erhalten sind. Auch in der Val Camonica treten aber die typischen, mittlerweile nach der Val Rendena, ihrem Hauptverbreitungsbezirke, als Rendenaschiefer bezeichneten Gesteine in normaler Entwicklung bei Cedegolo sowie nördlich der Val Malga auf. Und in dem südlichsten der drei Züge der Edoloschiefer, im Trompiazuge, sind diese sowohl im Trompiatale selbst wie im Caffarotal mit Edoloschiefern vergesellschaftet.

Ich habe daher in verschiedenen seitdem veröffentlichten Aufnahmeberichten und Arbeiten Ergänzungen zu der oben zitierten älteren Beschreibung gegeben[2]). Vor allen Dingen aber hat Stella in seiner bereits zitierten Arbeit eine Reihe der wichtigsten Typen der Rendenaschiefer vortrefflich beschrieben. Es sind das, wie schon angeführt[3]), Stellas Nr. 3, 5, 8, also seine „Gneis chiari a muscoviti, micascisti chiari a muscovite, quarziti muscovitiche". Dazu aber gesellen sich als innerhalb der Rendenaschiefer weit verbreitete und oft sehr wichtige Typen auch echte Phyllite, bei Stella als 6 und 7 beschrieben, die von Stella als Nr. 4 bezeichneten „grauen zweiglimmerigen Glimmerschiefer" und noch eine Reihe von anderen, wenn auch selteneren Gesteinsarten. Indem ich auch hier den Leser teils auf diese zitierten Beschreibungen verweise, teils auf meine hoffentlich bald erscheinenden petrographischen Spezialarbeiten über die einzelnen Gesteinsarten der Adamellogruppe und ihre Kontaktmetamorphose, will ich an dieser Stelle wieder nur die Hauptergebnisse hervorheben und dabei von dem wichtigsten Gebiet der Rendenaschiefer, der Val Rendena selbst, ausgehen. Vergleicht man deren Gesteine mit denen der Edoloschiefer, so kann man nicht im Zweifel darüber bleiben, daß sie einen höheren Grad der Regionalmetamorphose aufweisen als die letzteren. Echte Phyllite kommen vor; viel häufiger als sie sind aber Typen, die den Übergang zum Glimmerschiefer vermitteln, und echte Glimmerschiefer mit deutlich, auch dem bloßen Auge schon individualisiert erscheinenden Glimmerblättchen. Es ist also eine Reihe vertreten, die vom Phyllit durch den Glimmerschieferphyllit und Phyllitglimmerschiefer unmerklich zum echten Glimmerschiefer führt und der gegenüber man sowohl im Gebirge wie am Mikroskop über die zu wählende Bezeichnung schwanken kann. Die Gesteine dieser Reihe, und unter ihnen wieder lichte Glimmerschiefer mit vorwaltendem Muskovit, gern auch mit idioblastischen Granaten, scheinen am

[1]) 1890, Nr. 34 der Karte. Der Name „Apenniniti" ist nur im Text angegeben.

[2]) 1896, pag. 1031—1036; 1897, II., pag 165; vergl. auch pag. 155 und 156; 1901, pag. 181—182.

[3]) Pag. 324 dieser Arbeit.

weitesten verbreitet zu sein Mit dem Glimmerschieferphyllitsystem zusammen finden sich nun in oft mächtigen Komplexen von wohl nicht konstantem Niveau feldspatreiche Gesteine, und zwar sowohl feinkörnige Gneise, nämlich meist hellgefärbte Biotit- oder Zweiglimmergneise, wie die glimmerarmen Colmite von gleichfalls feinem Korn (Stellas „Gneis minuti"). Die glimmerigen Bestandteile dieser beiden Gesteinsarten sind keineswegs immer in phyllitartig dichten Häuten entwickelt, so daß man von Phyllitgneisen sprechen kann; sehr oft sind auch in ihnen die Glimmer deutlich individualisiert, ja ich möchte glauben, daß der letztere Typus quantitativ vorherrscht. Immerhin läßt es sich nicht bestreiten, daß besonders die phyllitgneisartigen und colmitischen Einschaltungen zum Teil genau dieselbe Beschaffenheit haben wie in den Edoloschiefern.

Von selteneren, aber der Menge nach keineswegs ganz unbedeutenden Typen möchte ich noch Granatmuskovitschiefer und Edolite hervorheben, die ersteren in ähnlicher Ausbildung in den Edoloschiefern ganz unbekannt. Größere Quarzitlagen und dünne Quarzlinsen sind im großen und ganzen viel seltener als in den Edoloschiefern, fehlen aber auch hier nicht und können stellenweise häufig werden.

Bemerkenswerterweise ist auch in diesen deutlich kristallinen Gesteinen Chlorit nicht gerade selten ein wichtiger und zweifellos oft primärer Gemengteil. Ich kenne ihn auch aus einzelnen Gneisen unter Bedingungen, die eine sekundäre Entstehung aus Biotit auszuschließen scheinen. Biotit tritt im Verhältnis zu den Edoloschiefern in viel größeren Mengen und, was auch ins Gewicht fällt, in fast allen Vorkommnissen auf.

Amphibolitische Gesteine sind mir aus den nicht kontaktmetamorphen Rendenaschiefergebieten, auch der Val Camonica, bisher nicht sicher bekannt. Doch ist das nur ein Zufall, da sie westlich Pinzolo, in der Val di Bregnzzo und in der schmalen Schieferzone der Val Seniciaga, wenn auch wohl in kontaktmetamorphem Zustande, vorliegen. Es ist ferner fraglich, ob nicht die Gesteine von S. Zenone in der Val Camonica mit ihrer Amphibolitlage besser zu den Rendenaschiefern als zu den Edoloschiefern zu stellen wären.

Als ein bisher ganz isoliertes Vorkommen ist der von Stache[1]) aufgefundene Olivinfels der Val San Valentino zu bezeichnen. „Er kommt in der Nahe der Tonalitgrenze in einem zum Teil phyllitisch ausgebildeten Gneis vor, welcher mit einem der jüngeren Diorite, welche aus randlichen Spalten des Tonalitgebirges emporgedrungen sind, im Kontakt steht. Kleinkörniger Olivin, mit schwarzen Magnetitkörnchen durchsprengt, überwiegt. Neben Plagioklas und sparsamen Piotiten[2]) scheint auch Enstatit ungleichförmig darin verteilt zu sein. In dem gneisartigen Grenzgestein erscheinen an der Grenze dieses rostbraun verwitternden Olivinfels Plagioklaslamellen ausgeschieden." Da es mir trotz oft wiederholter Begehungen der Val San Valentino nie gelungen ist dieses auffällige Gestein anzutreffen, so habe ich Staches Beschreibung wörtlich zitiert[3]).

b) Grund der Abtrennung von den Edoloschiefern und Verbreitung in der Adamellogruppe.

Überblickt man die im vorhergehenden geschilderten petrographischen Typen der Schiefer des Rendenatales, so erkennt man, daß die allermeisten Typen auch in den Gebieten der echten Edoloschiefer auf der Westseite der Adamellogruppe vertreten sind. Doch fehlen einerseits den

---

[1]) 1860, pag. 288.

[2]) Druckfehler. Wohl „Biotiten" (? Picotiten).

[3]) Vergl. die Fußnote bei der Besprechung der Olivinfelse der Tonaleschiefer.

Rendenaschiefern normale Quarzlagenphyllite fast ganz und gar, anderseits ist das Mengenverhältnis der in beiden Gruppen vertretenen Gesteinsarten ein völlig anderes. Die vorherrschenden Gesteine der Edoloschiefer sind echte Phyllite, Quarzlagenphyllite und Quarzite, neben denen Glimmerschiefer und Glimmerschieferphyllite nur untergeordnet auftreten, gneisige und colmitische Gesteine fast verschwinden. Im Rendenatale aber herrschen Glimmerschiefer und Mitteltypen zwischen Glimmerschiefer und Phyllit. Gneise und Colmite erreichen weite Verbreitung und beträchtliche Mächtigkeit. Die Gemengteile der in beiden Gruppen durchweg kristallinen Gesteine haben in den Rendenaschiefern im Durchschnitt größere Dimensionen oder, wie man das häufig, aber unrichtig auszudrücken pflegt: „Sie haben einen höheren Grad der Kristallinität.“ Chlorit spielt in den Edoloschiefern eine viel größere, Biotit eine wesentlich unbedeutendere Rolle als in den Rendenaschiefern. Der Grad der Regionalmetamorphose ist in diesen deutlich höher als in den Edoloschiefern.

Eine weitere bemerkenswerte Tatsache ist die Verbreitung der Rendenaschiefer. Aus der ganzen Region zwischen dem Tonalit im Westen und der Judikarienlinie im Osten ist mir bisher kein Gebiet bekannt geworden, dessen Gesteine mir eine Identifizierung mit den typischen Edoloschiefern von Edolo gestatten würden. Wohl aber treten auf der Westseite des Tonalitmassives Gebiete charakteristischer Rendenaschiefer wie Inseln mitten in den Edoloschiefern auf. Das wichtigste und mir am besten bekannte derartige Gebiet ist das von Cedegolo in der mittleren Val Camonica, wo eine offenbar langgestreckte linsenförmige Partie von Rendenaschiefern nach Westen über die Kartengrenze hinausreicht. Gerade in der unmittelbaren Umgebung von Cedegolo und Novelle herrschen in ihr zweiglimmerige und biotitische feinkörnige Gneise stark vor. Ob hier und bei den anderen Rendenaschieferinseln die auf der Karte eingetragenen Grenzen des Systemes nicht in manchen Punkten eine starke Verschiebung erfahren könnten, das würde nur eine sehr sorgfältige Begehung des Terrains, wie ich sie nicht auszuführen vermochte, erweisen. Es ist ja auch von vornherein klar, daß zwar eine petrographische Kartierung kristalliner Schiefer, wie sie zum Beispiel von Hammer in der Ortlergruppe ausgeführt wurde, scharfe Grenzen ergeben kann, daß aber eine stratigraphische Kartierung, wie sie hier angestrebt wurde, notwendigerweise zuerst nur tastend und unsicher vorgehen kann. So habe ich zum Beispiel geschwankt, ob ich nicht die auch von Cozzaglio[1]) und Stella[2]) untersuchten Gesteine von S. Zenone[3]) noch zu den Rendenaschiefern hinzu zu rechnen hätte. Auch bin ich im Zweifel, ob es berechtigt ist die von Stella[4]) als typische „micascisti grigi“ bezeichneten Gesteine nördlich von Capo di Ponte zu den Edoloschiefern zu stellen, wie ich es auf der Karte getan habe, oder nicht. Jedenfalls aber taucht zweifellos bei Cedegolo, und zwar wenn auch nicht genau, so doch annähernd im Zentrum einer großen Antiklinale von Edoloschiefern eine mächtige, auf *G* linsenförmig begrenzte Masse von Rendenaschiefern auf; und diese Lagerung spricht entschieden dafür, daß die Rendenaschiefer älter sind als die Edoloschiefer.

Zu demselben Ergebnis führt anscheinend auch die Untersuchung der allerdings nicht klaren Lagerungsverhältnisse der Rendenaschiefer am Monte Aviolo[5]). Wie ich schon bei früheren

---

[1]) 1894, pag. 29—30. Vergl. auch Monti 1894, pag. 64—66.

[2]) 1894, pag. 28.

[3]) Kleine Kirche westlich Demo an der Kartengrenze im Ogliotal. Vergl. pag 100.

[4]) A. a. O., pag. 27.

[5]) Obere Val Camonica, östlich Mù. Vergl. pag. 108.

42*

Gelegenheiten ausgeführt habe [1]), fallen die Edoloschiefer der unteren Val Moja bei Mù nach NNW bis NW ein, so daß, wie ein Blick auf die Karte lehrt, der Weg talaufwärts in anscheinend immer ältere Schichten und schließlich in die Rendenaschiefer hineinführt. Es ist daher wahrscheinlich, daß diese auch hier das Liegende der Edoloschiefer bilden. Sicher ist es aber keineswegs; denn erstens ändern sich die geologischen Richtungen der Schiefer mit größerer Annäherung an den Tonalit dort stark. Zweitens folgt hinter den Rendenaschiefern gegen den Tonalit, also scheinbar unter ihnen, eine neue steil unter den Tonalit einfallende dreigliedrige Schichtzone, deren erster Teil auf der Karte als Edoloschiefer aufgefaßt ist, aber allerdings bei dem hochmetamorphen Zustande der Gesteine vielleicht doch noch zu den Rendenaschiefern gehören könnte. Die zweite schmale Zone gehört aber ganz sicher entweder zum Perm oder zu den triadischen Werfener Schichten, beziehungsweise zu den Grenzbildungen beider; und hinter dieser Zone folgt unmittelbar am Tonalit noch einmal ein kleiner Komplex von Phyllithornfelsen, wohl der Edoloschiefer. Man kann diese im ersten Teil der Arbeit eingehend beschriebenen und durch ein Profil erläuterten Lagerungsverhältnisse sehr verschieden deuten [2]). Am nächsten liegt es, Brüche westlich oder östlich oder sogar auf beiden Seiten der permotriadischen Zone anzunehmen. Je nachdem man dann die breite Hornfelszone westlich der permotriadischen Bildungen zu den Edoloschiefern stellt oder noch zu den Rendenaschiefern rechnet, wird man diese entweder wie bei Cedegolo als Kern einer hier sehr unsymmetrisch entwickelten Antiklinale oder als normales Liegendes einer isoklinal nach Westen geneigten Schichtgruppe annehmen. Jedenfalls sprechen also auch hier die Lagerungsverhältnisse zugunsten eines höheren Alters der Rendenaschiefer.

Die Lagerung der dritten großen Insel von Rendenaschiefern, die nördlich der Val Malga über die Forcella di Durello hinweg das ganze Baitonegebiet erfüllt, ist vollständig unklar und kann daher zur Diskussion des Altersverhältnisses der beiden Schiefergruppen nicht benutzt werden.

Eine weitere Frage, deren Entscheidung bis zum heutigen Tage nicht mit voller Sicherheit getroffen werden kann, ist die, ob die Edoloschiefer stets den Rendenaschiefern konkordant anliegen, beziehungsweise aufliegen oder nicht. Immerhin muß ich sagen, daß mir nach allem, was ich in der Adamellogruppe gesehen habe, sowie nach Stellas Berichten über die westliche Fortsetzung der Schieferzonen bis zum Luganer See Konkordanz viel wahrscheinlicher ist als Diskordanz. Allerdings weichen die Streichrichtungen in der Rendenaschieferinsel des Monte Aviolo ziemlich stark von denen der Edoloschiefer der unteren Val Moja ab; aber diese Insel liegt genau an der äußersten NW-Ecke des Tonalitmassives, wo durch die Intrusion des Tonalites und durch die mit dieser gleichzeitigen Gebirgsbewegungen starke Störungen entstanden sind. Ferner besteht sie wesentlich aus Gneisen und Colmiten, die schon der karbonischen Faltung des Gebirges einen viel stärkeren Widerstand entgegenstellen mußten als die Phyllite der Edoloschiefer, so daß mir die Bildung rein tektonischer Diskordanzen wahrscheinlich ist. Ein sicheres Analogon für diese Erscheinung wird weiterhin bei der Besprechung des Muschelkalkes eingehend beschrieben werden. In ihm sind die an tonigen Zwischenlagen reichen Schichten des unteren Muschelkalkes in der Nähe des Tonalites in komplizierte Falten gelegt, während der obere Muschelkalk und was über ihm folgt, trotz ursprünglicher Konkordanz diese Faltung nicht mitangenommen hat.

Immerhin muß darauf hingewiesen werden, daß aus anderen Teilen der östlichen Südalpen ein anderes Verhalten der „Quarzphyllite“, beziehungsweise anderer Phyllitgruppen gemeldet wird.

[1]) 1890, pag. 482 u. f. u. 1896, pag. 1034. Diese Arbeit pag. 112 und 114.

[2]) Vergl. pag. 113 und 115.

Vacek[1]) zeigt, daß die, wie schon erwähnt, meinen Edoloschiefern vermutlich entsprechenden „Quarzphyllite“ der Astaregion nahezu rechtwinkelig zu den dortigen „Gneisphylliten“ streichen, die wohl den hier beschriebenen Rendenaschiefern entsprechen. Rolle und Stur[2]) beobachteten im Bachergebirge, daß die „Gesteine der Schieferhülle diskordant den älteren kristallinen Gesteinen auflagern“. Indessen kommt Teller[3]) in seiner vortrefflichen Beschreibung derselben, beziehungsweise der angrenzenden Gebiete darauf gar nicht zurück, so daß es sich auch da wohl nur um tektonische oder Intrusionsdiskordanzen handeln dürfte.

Außer den drei besprochenen Gebieten der Rendenaschiefer finden sich Aufschlüsse, die diesen zuzurechnen sind, wohl noch an anderen Stellen der Val Camonica. Indessen ist es in dem Bereiche des tonalitischen Kontakthofes oft schwer den Nachweis zu liefern, ob die Hornfelsmassen aus den phyllitischen Gesteinen der Edoloschiefer oder den höher kristallinen Typen der Rendenaschiefer hervorgegangen sind. Nur wo wie am Monte Aviolo mächtige Gneis- und Colmitmassen vorhanden sind, fällt die Entscheidung leicht. Von den nicht kontaktmetamorphen Gebieten der kristallinen Schiefer aber habe ich einzelne nur flüchtig kennen gelernt, wie schon das Routenkärtchen zeigt. Und so habe ich es in allen zweifelhaften Fällen vorgezogen, die Farbe der Edoloschiefer anzuwenden. Im Text des ersten Teiles der Arbeit ist aber genau hervorgehoben worden, an welchen Stellen am ehesten ein weiteres Auftauchen der Rendenaschiefer anzunehmen ist.

c) Entstehung der Rendenaschiefer.

Die innige Verknüpfung der Rendenaschiefer mit den zweifellos fast ausschließlich sedimentären Edoloschiefern, das Auftreten von Quarzlagen unter Verhältnissen, die eine Entstehung aus primären Quarzsand-, beziehungsweise Karbonatlagen fast als sicher erscheinen lassen, die mikroskopischen und makroskopischen Texturen und die chemische Zusammensetzung, soweit diese bei dem Fehlen chemischer Analysen aus dem Mineralbestande erschlossen werden kann, alle diese Verhältnisse deuten übereinstimmend auf sedimentäre Herkunft wohl der allermeisten Gesteinstypen der Rendenaschiefer hin. Selbst die colmitischen Gesteine tragen trotz ihrer granulitartigen mineralogischen Zusammensetzung nicht das Gepräge der bekannten eruptiven Granulite Sachsens, so daß ich auch für sie sedimentäre Entstehung anzunehmen geneigt bin.

Sehr lehrreich ist mir in dieser Hinsicht eine Begehung der typischen, von Sauer zuerst beschriebenen Rench- und Schapbachgneisgebiete des Schwarzwaldes gewesen[4]). Ich habe dort in der Tat die Überzeugung gewonnen, daß die Schapbachgneise im wesentlichen eruptiver, die Renchgneise sedimentärer Herkunft sind, wenn man auch einmal am einzelnen Aufschluß in Zweifel über die Zurechnung der betreffenden Gesteine kommen kann. Man hat in den von Sauer zuerst hervorgehobenen Unterscheidungsmerkmalen der beiden Gruppen in der Tat sehr wertvolle Anhalts-

---

[1]) Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1896, pag. 462—463.

[2]) Geologie der Steiermark, pag. 66 (nach Frech zitiert).

[3]) Erläuterungen zur Geolog. Karte der östlichen Ausläufer der Karnischen und Julischen Alpen. Wien 1896.

[4]) Blatt Gengenbach der geologischen Spezialkarte von Baden. Man vergl. aber auch die Blätter Oberwolfach-Schenkenzell von Sauer, Peterstal-Reichenbach von Schalch, sowie die zusammenfassende und in manchen Beziehungen ergänzende Abhandlung Rosenbusch's „Studien im Gneisgebirge des Schwarzwaldes“; Mitteil. d. bad. geol. Landesanst., IV. Bd., Heft 1. Die ältesten Angaben über die Einteilung der Schwarzwaldgneise in die beiden Gruppen findet man meines Wissens bei Sauer im 24. u. 27. Versammlungsbericht des Oberrhein. geol. Vereines (pag. 7, beziehungsweise pag. 95).

punkte für die Trennung der beiden großen genetischen Gruppen der kristallinen Schiefer, wenn es auch oft lokale Verhältnisse erschweren oder unmöglich machen werden, im Einzelfall zu einer Entscheidung zu kommen. Wenn ich aber Sauers Prinzipien auf die Rendenaschiefer anwende, dann zeigt der unruhige Charakter der Gesteinsmassen, der stete rasche Wechsel chemisch und mineralogisch ganz ungleichartiger Lagen, das bereits erwähnte Auftreten quarzitischer Typen, in Übereinstimmung mit den schon hervorgehobenen Merkmalen, daß wir es mit einer den Renchgneisen analogen, wenn auch petrographisch ganz unähnlichen Gruppe zu tun haben. Ich hoffe eingehendere Beschreibungen meiner Gesteine bald publizieren zu können und werde dann diese Verhältnisse genau behandeln.

Daß die Rendenaschiefer auch außerhalb der Adamellogruppe in weiter Verbreitung auftreten, das wurde bereits erwähnt. Sie kommen sicher in Val Trompia und Val Caffaro, sowie im Seengebirge bis zum Luganer See vor. Im Osten treten sie aller Wahrscheinlichkeit nach in der Astagruppe auf. Ob sie in der nördlich an die Adamellogruppe anstoßenden Ortlergruppe vertreten sind, das ist mir trotz Hammers eingehender Beschreibungen noch nicht klar.

3. System der Tonaleschiefer.

(*N* der Karte, dazu auch zu stellen der Pianagneis = *Pi* und der Olivinfels des Ossajatales = *O* der Karte.)

Wie bei der Beschreibung der Tektonik eingehend gezeigt werden soll und auch schon früher von mir hervorgehoben worden ist[1], wird das System der Edoloschiefer im Norden von einer Linie begrenzt, die mir eine wichtige und natürliche Grenze zweier verschieden aufgebauter Gebirgsteile zu sein scheint. Ich meine die Tonalelinie. Ob diese eine gemeine Verwerfung ist oder den Charakter einer Überschiebung trägt, das habe ich noch nicht feststellen können[2]. Jedenfalls stoßt nördlich an sie ein System von meist schiefrig struierten Gesteinen an, das sich in einer ganzen Reihe von Punkten wesentlich sowohl von den Edolo- wie von den Rendenaschiefern unterscheidet und das ich darum als Tonaleschiefer bezeichnet habe[3].

Von den Gesteinstypen, welche das Tonaleschiefersystem zusammensetzen, fehlt einer, soweit wie meine Erfahrungen reichen, den Edolo- und Rendenaschiefern ganz und gar. Es ist der Marmor, der oft reich an Silikaten ist, durch deren Anordnung die alte Schichtung zeigt und schon von Stache[4] und von Foullon[5] zum Gegenstande von Untersuchungen gemacht wurde. Der Marmor tritt in den Tonaleschiefern in oft mächtigen, zum Teil sogar zu industriellen Zwecken abgebauten Lagern auf. Seine Verbreitung auf österreichischem Gebiete ist uns hauptsächlich durch Staches bereits zitierte Arbeit und durch Hammers[6] Untersuchungen bekannt geworden. Auf italiänischem Gebiete ist das Auftreten der Marmorzüge auf den geologischen Karten von Curioni[7])

---

[1] 1891, I., pag. 412 u. f., und 1892, III., pag. 145. Man vergl. auch meine mittlerweile erschienene Notiz 1905, pag. 341.

[2] Klemm (Sitzungsber. d. Berliner Akad. 1907, pag. 256) spricht sich dafür aus, daß sie als Überschiebung aufzufassen sei.

[3] 1901, pag. 173.

[4] 1879, Verhandl. d. k. k. geolog. Reichsanstalt, pag. 304.

[5] Verhandl. d. k. k. geolog. Reichsanstalt Wien 1880, pag. 146—151. Über Minerale führende Kalke aus dem Val Albiole in Südtirol.

[6] 1905, pag. 5—9 u. a. a. O. Vergl. auch Verhandl. d. k. k. geolog. Reichsanstalt 1903. Über die Pegmatite der Ortleralpen, pag. 358—360.

[7] 1877.

und Taramelli[1]) zur Darstellung gekommen. Der erstere zeichnet einen größeren geschlossenen Marmorzug, der sich von der Landesgrenze bis über Stadolina hinaus auf dem rechten Oglioufer erstreckt. Darauf folgt gegen Westen eine lange Unterbrechung und erst im Veltlin beginnen von neuem die dort seit langer Zeit bekannten Marmorvorkommnisse, die sich bis über den Comer See hinaus verfolgen lassen. Taramelli hat den großen Marmorzug Curionis auf seine Karte übernommen und ganz richtig bis Vezza verlängert. Außerdem aber zeichnet er vom Passo Tonale selbst über das Narcanetal hinweg einen zweiten mächtigen Marmorzug, der sich auf der Südseite des Oglio fortsetzen und zum Schluß noch einmal nach Osten umbiegen soll. Ragazzoni, von dessen nicht veröffentlichter Karte diese Angaben möglicherweise stammen, zitiert gleichfalls Marmor vom linken Oglioufer, und von Dr. Vercellio in Vezza erfahre ich, daß sich an einer Stelle des Porninahanges beim Roccolo del rettore Reste von alten Kalköfen und Steinbrüchen finden[2]). Am Ausgang der Val Seria, und zwar nahe der Kapelle S. Antonio sowie dicht über dem Häuschen südöstlich von Case Mule[3]) gelang es meinem Freunde O. Hörich auf einer Tour, an der ich durch Unwohlsein teilzunehmen verhindert war, Marmor nachzuweisen. In Val Narcane, Val d'Avio, Vallaro und Aviolo habe ich vergebens danach gesucht. Ebensowenig ist es mir gelungen die Taramellischen Marmorzüge auf dem linken Oglioufer östlich Edolo und Rino zu finden. Dagegen habe ich trotz einer nur kleinen Anzahl von Begehungen in dem weiten Gebiet zwischen dem Westende der von Curioni und Taramelli gezeichneten Marmorzone des rechten Ogliοufers und dem Veltlin an einigen Stellen Beobachtungen gemacht, die das Durchstreichen der Kalke sehr wahrscheinlich machen. Die Punkte[4]) sind von Westen nach Osten die folgenden: 1. Etwas oberhalb der Kirche von Trivigno am Westabhang des Monte Padrio gegen das Veltlin, bei „La Croce" der italienischen Karte. Dort stehen in nicht unbeträchtlicher Mächtigkeit O—W streichende, vertikale oder steil S fallende, silikatreiche[5]) Marmorbänke an, die mit Kalksilikatfelsen wechsellagern. 2. 1620 *m* östlich dieser Örtlichkeit, ziemlich genau westlich des Padriogipfels und im Streichen der Aufschlüsse vom Trivigno liegen viele Blöcke von gemeinen Kalksteinen und von einer petrographisch vom Zellenkalk der Adamellogruppe ununterscheidbaren Rauchwacke herum, die zweifellos ganz in der Nähe anstehen müssen[6]). Ich halte es bei der petrographischen Beschaffenheit der Kalke für aussichtsvoll darin nach Fossilien zu suchen. 3. Im Mortirolotale oberhalb Monno fand ich in der Nähe von Aufschlüssen typischer Tonaleschiefer Bruchstücke von Marmor, von denen ich indessen nicht weiß, ob sie in der Nähe anstehen. Die betreffende Stelle liegt ostnordöstlich des Monte Padrio. 4. Annähernd ostsüdöstlich des Punktes 3, an der Hauptstraße von Edolo nach Incudine, kurz hinter dem auf den Karten nicht eingetragenen Punkte Ischla, steht in einer kleinen Schlucht auf der rechten Oglioseite normal, nämlich ONO streichender, N fallender, enorm stark zerrütteter, verruschelter und zerquetschter Schiefer mit dünnen Marmorlagen an. Ich weiß nicht sicher, ob dieser Aufschluß wirklich zu den Tonaleschiefern gehört, zu denen ich ihn auf der Karte gezogen habe. Nach der allerdings infolge der mechanischen Deformierung und Verwitterung nicht ganz klaren Gesteinsbeschaffenheit ist es indessen wahrscheinlich. Anderenfalls wäre es die einzige mir bekannte Stelle der Adamellogruppe, an der innerhalb der

[1]) 1890.

[2]) Es ist das offenbar der „Roccolo" 1737 *m*. SO von Vezza auf *J* 25.

[3]) Vergl. *J* 25.

[4]) Man vergl. am besten *J* 100, Blatt 19 (Tirano).

[5]) Besonders häufig ist ein monokliner Pyroxen.

[6]) Ich konnte bei meiner Begehung der vorgerückten Tageszeit wegen nicht mehr nach Aufschlüssen suchen.

Edoloschiefer Marmor als Einlagerung aufträte. 5. Westende der Curioni-Taramellischen Marmorzone nördlich des Oglio. Geht man von Vezza auf dem östlichen linken Ufer der Val Grande bis zur Cappella dell'acqua calda und noch über diese hinaus, so findet man zuerst einige Aufschlüsse von typischen Tonaleschiefern, später fast nur noch Grundmoräne, nirgendwo Marmor. Wohl aber steht Marmor in dem nächsten östlicher gelegenen Tälchen, Val Cipll, an, und zwar in etwa 1400 *m* Meereshöhe. Der Marmor streicht O—W und fällt mit 70° nach Süden ein; er ist konkordant zwischen Amphibolit und Biotitgneis [1]) eingeschaltet und zeigt deutliche Schichtung durch Anreicherung von kristallisierten Silikaten in bestimmten Lagen. Einige zum Teil mächtige Lagen sind dagegen sehr rein und weiß und haben daher besonders in früherer Zeit vielfach Verwendung als Ornamentalstein gefunden.

Außer an diesen 5 Stellen habe ich den Marmor nur noch in der Tonaleregio nselbst besucht, da ja mein Kartengebiet nach Norden überhaupt nur bis zu den großen Tiefenlinien reicht. An der neuen großen Tonalestraße scheint Marmor zwischen Ponte di Legno und dem Passe anstehend nicht vorzukommen. Dagegen finde ich in meinem alten Tagebuch aus dem Jahre 1891 eine Notiz, nach der er auf der alten Tonalestraße anstehen dürfte. Genaueres habe ich darüber nicht notiert. — Geht man vom Tonale nach Osten auf der österreichischen Straße hinunter, so findet man noch vor dem kleinen Grenzfort Strino den Marmor in Blöcken und wohl auch anstehend, und zwar auch hier wie bei Vezza den übrigen Gesteinsarten der Tonaleschiefer konkordant eingelagert. Er ist durch dunkle Substanzen vielleicht organischer Natur gebändert, mitunter durch silikatreiche Lagen deutlich geschichtet und hat nicht selten eine bläuliche Farbe. (Vergl. pag. 140.)

Soviel über meine eigenen geologischen Beobachtungen. Hinsichtlich der petrographischen Eigenschaften verweise ich vorläufig nur auf die bereits zitierten Untersuchungen v. Foullons [2]) und Hammers, hebe aber hervor, daß nach Hammer der Silikatreichtum des Marmors zum Teil auf Kontaktmetamorphose durch die weiterhin noch zu besprechenden Pegmatite zurückzuführen ist [3]).

Aus Staches und Hammers geologischen Beobachtungen geht ebenso wie aus den meinigen hervor, daß die Marmorschichten den sie umgebenden kristallinen Schiefern konkordant eingelagert erscheinen. Hammer [4]) sagt geradezu: „Alle diese Kalke sind mit den Schiefern in innigem syngenetischem Verband; am Rande großer Kalklager findet mehrfache Wechsellagerung von schmächtigen Kalk-, beziehungsweise Schieferlagen statt; nach beiden Seiten hin keilen die großen und kleinen Lagen durch Abnehmen der Mächtigkeit in den Schiefern aus." Er folgert daraus, daß es sich nicht um eingefaltete jüngere Kalke handeln könne. „Die Kalke sind jedenfalls gleich alt wie die ganzen Schiefergneise dieser Berge."

Bevor ich nun auf die Frage nach dem Alter dieser Marmormassen eingehe, möchte ich zuerst noch die übrigen Gesteinsarten der Tonaleschiefer besprechen.

Außer dem Marmor tritt in ihnen Pegmatit in weiter Verbreitung auf, ein Gestein, das sich in den Rendena- und Edoloschiefern nur in der nächsten Nähe des Tonalites findet, dort sicherlich nur ein Tochtergestein des Tiefengesteines ist und demnach nichts für die Schiefer Charakteristisches sein kann. Das geht auch daraus hervor, daß die Pegmatite des Tonalites ebenso Perm und Trias wie die alten Schiefer durchsetzen und in allen deutlich als Gänge erkennbar sind.

[1]) An Ort und Stelle notierte ich „Biotitglimmerschiefer". Die mitgenommenen Stücke sind aber Gneise.

[2]) Das Vorkommen von Granat und Augit im Marmor nördlich des Tonale war übrigens schon Liebener und Vorhauser bekannt. Vergl. die Mineralien Tirols. Innsbruck 1852, pag. 117.

[3]) Über die Pegmatite der Ortleralpen. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1903, pag. 358—361.

[4]) Bormio—Tonale 1905, pag. 5.

Außerhalb des tonalitischen Kontakthofes habe ich pegmatitische Bildungen niemals in den Edolo- und Rendenaschiefern gefunden. Ganz anders verhalten sich die Tonaleschiefer. Vom Sulzberg bis zum Veltlin ist mir kein einziges, selbst kleineres Tonaleschiefergebiet bekannt, in dem sich nicht Pegmatite wesentlich am Aufbau des Gebirges beteiligten. Das ist um so bedeutsamer, als die Pegmatite zweifellos Intrusivgesteine sind, wie schon Linck[1]) und Hammer in ihren diesen Gesteinen besonders gewidmeten Arbeiten einwandfrei nachgewiesen haben[2]), wobei übrigens Linck mit Recht hervorhebt, daß sie im wesentlichen als Absätze des Magmasaftes anzusehen sind (pag. 359). Es ist daher eine höchst interessante und wichtige Tatsache, daß die Pegmatite nach Süden an der Tonalelinie scharf abschneiden, während sie nach Norden eine ungeheure Verbreitung erreichen. Sie fehlen dort erst den Ortlerkalken, werden bei Bad Egart an der Töll von dem „mit dem Tonalit in engster Beziehung stehenden Tonalitporphyrit (Töllit)" durchbrochen, sind also jedenfalls älter als die tonalitischen Intrusionen[3]). Ich kann mir diese auffallende Beschränkung ihrer horizontalen Verbreitung gegen Süden nur dadurch erklären, daß zur Zeit ihrer Intrusion der südlich der Tonalelinie gelegene Gebirgsabschnitt sich tektonisch ganz anders verhielt als das nördlich anstoßende Gebirge; und es ist gerade dies einer der Gründe, die mich dazu brachten schon 1891 der Tonalelinie den Rang einer bedeutungsvollen Grenzlinie zuzuschreiben.

Ich kann nicht umhin, der Verbreitung und petrographischen Beschaffenheit der Pegmatite noch etwas Raum zu widmen, will mich aber besonders hinsichtlich der letzteren im Hinblick auf den Rahmen dieser Arbeit kurz fassen. Ich kann das um so eher, als von deutscher und italiänischer Seite bereits eingehende petrographische Beschreibungen vorliegen[4]).

Ich lernte die ungeheure Verbreitung dieser Gesteine schon 1886 bei Wanderungen von La Rosa am Bernina durch die beiden Violatäler nach Bormio, sowie im Martelltale kennen. Ich habe dann die Pegmatitbildungen der südlichen Ortler- und nördlichsten Adamellogruppe oft zu studieren Gelegenheit gehabt und habe während meines Aufenthaltes in Pavia auch das von Melzi beschriebene interessante Vorkommnis am Comer See auf einem in Gemeinschaft mit Prof. Taramelli unternommenen Ausfluge untersucht. Unter den mir aus diesen Gebieten bekannten Pegmatiten kann man drei allerdings durch Übergänge miteinander verbundene Haupttypen unterscheiden, nämlich Muskovit-, Biotit- und Turmalinpegmatite. Die Biotitpegmatite treten wohl am seltensten für sich allein auf. Die erste und dritte Gruppe gehen ganz allmählich ineinander über. Es gibt zweifellos turmalinfreie Muskovitpegmatite. Ob es auch muskovitfreie Turmalinpegmatite gibt, ist mir nicht sicher bekannt. Der Turmalin scheint stets schwarz gefärbt zu sein. Mit ihm zusammen tritt nicht selten roter, aber, wie schon Melzi hervorhebt, durch Limonit gern gelbbraun erscheinender Granat, und zwar ebenso wie der Turmalin oft in scharf begrenzten Kristallen, nach meinen Erfahrungen, wohl meist, wenn nicht immer mit vorherrschendem {211} auf[5]). Die Gemengteile der nicht gequetschten Vorkommnisse können sehr große Dimensionen erreichen. Am Lago

[1]) Linck, Die Pegmatite des oberen Veltlin. Jenaische Zeitschr. f. Naturwissensch., Bd. 33, 1899, pag. 345 u. ff.

[2]) Hammer, a. a. O. pag. 352.

[3]) Hammer, a. a. O. pag. 360.

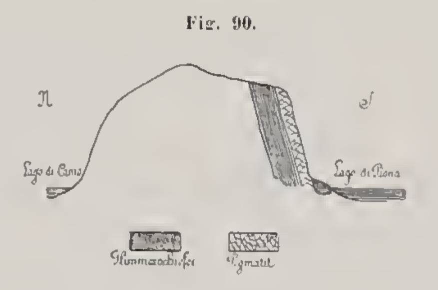
[4]) C. W. C. Fuchs, Neues Jahrb. f. Miner. 1875, pag. 812. Ulr. Grubenmann, Tschermaks Mitteilungen, 1897, Bd. 16, pag. 185. W. Hammer, a. a. O. G. Linck, a. a. O. G. Melzi, Giornale di Mineralogia, 1890, Bd. 1, pag. 60, Pavia.

[5]) Nach Hammer kommt der Granat auch ohne Turmalin vor (pag. 348). Über seltenere Übergemengteile vergl. man Linck (a. a. O.) und Brugnatelli (Zeitschr. f. Krist. 1899, Bd. 32, pag. 81). Ich hebe Apatit, Chrysoberyll, Dumortierit hervor.

di Piona sah ich in dem von Melzi beschriebenen Gestein kopfgroße Granaten und Schörle von der Länge und Dicke eines menschlichen Schenkels[1]).

Kataklastische Erscheinungen sind in keinem Teile des Verbreitungsgebietes selten, in der Nähe der Tonalelinie aber so außerordentlich verbreitet und wichtig, daß mir dort nur ganz wenige Stellen bekannt sind, an denen der Pegmatit sein normales Gefüge erhalten hat. Fast überall ist er in der besonders von Linck und Hammer beschriebenen Weise in Augengneise, granulit- und serizitschieferartige Gesteine umgewandelt. Der Pianagneis meiner Karte (*Pi*), der vom Tonale an bis über die Val Piana hinaus den südlichsten Streifen der Tonaleschiefer bildet und an die Tonaledislokation unmittelbar angrenzt, ist nichts anderes als ein besonders mächtiger und vollständig zu einem Kataklasgneis[2]) ausgewalzter Pegmatitlagergang. Auch an der neuen Tonalestraße zwischen Ponte di Legno und dem Passe begegnet man solchen, vielfach, aber keineswegs immer in Kataklasgneise umgewandelten, zum Teil granat- und turmalinführenden Pegmatitlagen. Viele, ja wohl die meisten der Vorkommnisse waren Lagergänge. Für das Melzische Vorkommnis vom Lago di Piona zeigt das deutlich das nebenstehende, nach einer schematischen, an Ort und Stelle gezeichneten Handskizze nachträglich entworfene Profil Nr. 90.

Fig. 90.



Profil des Pegmatitganges am Lago di Piona.

Daß aber wenigstens ein Teil der Pegmatite als Transversalgang entstand, das zeigt die an der neuen Tonalestraße oft erkennbare Tatsache, daß die Flasern der benachbarten Biotitgneise in die Pegmatitmasse hineinstreichen, daß also die ursprüngliche Grenze des noch nicht mechanisch deformierten Pegmatites nicht der Parallelstruktur des Gneises entsprach. Auch kann man gelegentlich noch Gänge beobachten, die die Schieferung der Nebengesteine schneiden. (Vergl. zum Beispiel pag. 144.) Hammer beschreibt übrigens eine ganze Anzahl von Stellen, wo der Pegmatit in durchgreifender Lagerung auftritt; und auch Linck kennt im oberen Veltlin neben Lagergängen transversale und dann meist saiger stehende Pegmatitgänge. Aus dem Gesagten geht hervor, daß die Pegmatite als Intrusivgebilde zwar kein stratigraphisches Charakteristikum der Tonaleschiefer bilden können, daß sie aber von derselben tektonischen Linie an, die im Süden dieses Schiefersystem begrenzt, nach Norden in ungeheurer Verbreitung auftreten, nach Süden ganz fehlen. Sie sind also, von dem Tonalitmassiv und seiner unmittelbaren Umgebung abgesehen, ebenso wie die Marmorlager innerhalb der Adamellogruppe auf die Tonaleschiefer beschränkt.

---

[1]) An der neuen Tonalestraße erreichen die Granaten stellenweise 3—4 *cm* Durchmesser. Im Mortirolotal sah ich in einem nicht anstehend gefundenen Block zollgroße Muskovitblätter und einen 11 *cm* langen Schörl.

[2]) Oft würde man die Gesteine ohne Kenntnis ihrer Herkunft als Serizitgneise und Serizitschiefer bezeichnen müssen.

Zwei andere Gesteinsarten sind zwar den Edolo- und Rendenaschiefern nicht ganz fremd, treten aber in ihnen nicht annähernd in der Häufigkeit und mit den Dimensionen auf, die sie in den Tonaleschiefern erreichen. Ich meine Amphibolite und Olivinfelse, beziehungsweise deren Umwandlungsprodukte, die Serpentine. Amphibolite kenne ich, wie bereits angeführt, von verschiedenen Punkten aus den Edoloschiefern, zum Beispiel von den Westhängen des Monte Aviolo [1], vom rechten Oglioufer an der Chaussee westlich Berzo Demo [2]) und von S. Zenone westlich Demo, nicht weit von der zweiten Örtlichkeit. Immerhin gehören sie zu den seltensten Einschaltungen der Edoloschiefer. Aus den Rendenaschiefern sind sie mir, wie bereits angeführt, nur aus Val Seniciaga, von Pinzolo und der Val di Breguzzo bekannt, und wenn das auch wohl nur ein Zufall ist, so kann man doch getrost behaupten, daß sie auch in den Rendenaschiefern zu den seltensten fremdartigen Einlagerungen gehören. In den Tonaleschiefern dagegen habe ich sie in ungeheurer Häufigkeit und oft beträchtlicher Ausdehnung aus der Gegend von Mezzana im Sulzberg bis zum Comer See verfolgt. Olivinfelse sind, wie Staches und namentlich Hammers [3]) Untersuchungen erwiesen haben, nördlich der Tonalelinie recht häufig vertreten. Ich selbst kenne sie aus dem Kartengebiet nur von einer Stelle [4]). Es ist aber zu berücksichtigen, daß die Tonaleschiefer in dem Kartengebiet nur ein ganz kleines Areal bedecken und in der Ortlergruppe ihren Hauptverbreitungsbezirk haben. Aus den Edoloschiefern ist überhaupt kein Olivinfels oder Serpentin bekannt [5]), aus den Rendenaschiefern nur das schon zitierte, von Stache kurz erwähnte Vorkommen der Val San Valentino, von dem leider noch immer keine mikroskopische Untersuchung gemacht zu sein scheint [6]).

Schon in dem Auftreten, beziehungsweise in der ungleich stärkeren quantitativen Beteiligung der vier hervorgehobenen Gesteinsarten liegt ein bemerkenswerter Unterschied des Tonaleschiefersystems gegenüber den Rendena- und Edoloschiefern. Indessen sind auch andere Gründe vorhanden, die mir anzuzeigen scheinen, daß es sich bei ihm um einen den beiden anderen fremdartig gegenüberstehenden Gesteinskomplex handelt.

Doch bitte ich bei diesen und den folgenden Auseinandersetzungen zu berücksichtigen, daß mir eine systematische Durchforschung der Tonaleschiefer, die ja an der Zusammensetzung der Adamellogruppe nur einen ganz kleinen Anteil haben, fernlag. Ich habe daher es weder versucht noch vermocht, festzustellen, ob dies Gesteinssystem im Norden eine natürliche Grenze hat und in welchen Beziehungen es zu nördlicher gelegenen Komplexen kristalliner Schiefer steht. Ich habe bei meinen Gebirgsaufnahmen mein Augenmerk vielmehr nur darauf gerichtet, die schmale zur Adamellogruppe selbst gehörige Zone genau kennen zu lernen und eine Anzahl von Vergleichstouren in der südlichsten Ortlergruppe auszuführen. Ich habe infolgedessen an den Nordseiten der

[1]) Salomon, 1890, pag. 535.

[2]) Genauer, südlich der Stelle, wo die Straße zum Forno nuovo über den Fluß führt.

[3]) Olivingesteine aus dem Nonsberg, Sulzberg und Ultental. Zeitschr. f. Naturwissensch., Bd. 72, 1899, pag. 1–48.

[4]) Torrente Ossaja.

[5]) Rugazzonis „Serpentine“ südlich der Tonalelinie sind, soweit ich das feststellen konnte, identisch mit den von Teller, Foullon, Monti, Riva und mir beschriebenen jungen Porphyriten, beziehungsweise Diabasen.

[6]) Schon nach Niederschrift dieses Teiles der Arbeit erhielt ich dankenswerterweise von der Direktion der k. k. geol. Reichsanstalt zu Wien auf freundliche Vermittlung des Herrn Bergrates Teller und mit Einwilligung von Herrn Hofrat Stache die Originalstücke und Schliffe des letzteren zur Untersuchung. Es handelt sich um ein feinkörniges Olivingestein, das in Verbindung mit Feldspatamphibolit in schiefrigen Hornfelsen auftritt. Ich selbst habe in den Rendenaschiefern nie etwas Ähnliches gefunden. Ich hoffe bald eine eingehendere Beschreibung des interessanten Vorkommens geben zu können.

großen Tiefenlinien östlich und westlich des Tonale einige Begehungen durchgeführt [1], aber keine systematische Kartierung vorgenommen. Meine Angaben sind daher notwendigerweise unvollständig. Dennoch geht auch so aus ihnen einiges hervor, was mir für den Gebirgsbau der Südalpen von Bedeutung zu sein scheint

Außer den vier bereits angeführten Gesteinsarten beteiligen sich an der Zusammensetzung der Tonaleschiefer wesentlich Gneise: ja diese bilden in der Nähe der Tonalelinie die Hauptmasse des ganzen Komplexes. Dabei sehe ich natürlich von den nur oder wesentlich durch Kataklase aus den Pegmatiten entstandenen Gneisen ganz ab. Die übrigen Gneise der Tonaleschiefer gehören nicht einem einheitlichen Typus an, sondern variieren in der Korngröße wie im Mineralbestande. In der Nähe der Tonalelinie aber, zum Beispiel bei Fucine im Sulzberg und an der neuen Tonalestraße zwischen Ponte di Legno und dem Passe herrschen mittelkörnige Typen vor, so daß ein deutlicher Habitusunterschied gegenüber den sehr feinkörnigen Gneisen der Rendenaschiefer vorhanden ist. Dagegen treten in nördlicheren Teilen der Tonaleschiefer, zum Beispiel im mittleren Mortirolotal recht feinkörnige Gneise auf, die ich bei einer früheren Gelegenheit beschrieben habe [2]. Aber auch diese Typen des Mortirolotales unterscheiden sich mitunter dadurch etwas von den Rendenagneisen, daß die kleinen Glimmerblättchen nicht in bestimmten Ebenen liegen, sondern zwar parallel zueinander, aber durch die ganze Gesteinsmasse hindurch gleichmäßig verteilt sind. Die Gneise der Edoloschiefer tragen das Gepräge von Phyllitgneisen und sind daher leicht unterscheidbar.

Die Tonaleschiefergneise sind teils Biotit-, teils Muskovit-, teils Zweiglimmergneise. Ihr Feldspat ist, wie ich für die Biotitgneise des Mortirolotales gezeigt habe, bald Kalifeldspat, bald ein saurer Kalknatronfeldspat. Nur in den später noch zu beschreibenden Dioritgneisen traf ich bisher basische Feldspäte an.

Im großen und ganzen wird man schon Handstücke von Tonalegneisen oft, aber keineswegs immer als solche erkennen können. Im Gebirge hilft sofort die fast stets vorhandene Verknüpfung mit Amphiboliten oder auch Pegmatiten und Kalken um einen Zweifel auszuschließen.

Außer den Gneisen treten aber, wenn auch zum Teil nur untergeordnet, noch andere Gesteinstypen auf, und zwar recht bemerkenswerterweise echte Granulite, Edolite, Quarzite, Phyllite, Glimmerschiefer und Übergangstypen zwischen diesen beiden letzteren. Granulite sind aus jenen Gegenden zuerst an Stücken, die Cathrein gesammelt hatte, von Ploner [3]) beschrieben worden. Hammer [4]) hat ihr geologisches Auftreten genauer untersucht. Ich kenne sie aus der Val Grande bei Vezza und aus der Gegend von Ossana im Sulzberg. Dort kommen auch Biotitedolite als Einlagerungen von meist wohl nur geringer Bedeutung vor. Quarzite teils in kleinen, dünnen Linsen, teils als ausgedehntere Lagen habe ich selbst nur untergeordnet beobachtet. Nach Hammer haben sie aber in den höheren Teilen des Kammes Cima Boai—Punta Albiolo große Mächtigkeit (300—400 *m*) und Verbreitung. Sehr interessant und wichtig ist die gleichfalls von Hammer [5]) beobachtete Tatsache, daß in teils schwarz, teils grün gefärbten Gesteinen dieses

[1]) Zum Beispiel Übergang über den Mortirolopaß ins Veltlin, unterstes Stück von Val Grande di Vezza, Aufstieg von Tresenda zum Monte Padrio, linkes Addaufer zwischen Tirano und Tresenda, Aufstieg von Edolo zum Passo della Scala.

[2]) Mortirolo 1897, III., pag. 386 u. f.

[3]) Über Granatgranulit in Tirol Tschermaks Mitteil. 1891, XII. Bd., pag. 313 u. f

[4]) Die kristall. Alpen des Ultentales, I. Jahrb. d k. k. geol. R.-A. 1902, LII Bd., pag. 113

[5]) 1905, pag. 3–4.

Komplexes mehrfach noch deutlich klastische Strukturen erhalten sind, so daß er diese Typen geradezu als „Grauwacken" bezeichnet.

Echte Phyllite und Phyllitglimmerschiefer sind in einzelnen Teilen des Tonaleschiefergebietes stark entwickelt, zum Teil sogar reich an Quarzlagen, so daß Verwechslungen mit den Quarzlagenphylliten der Edoloschiefer entstehen können. Die höchsten Teile des Mortirolotales fand ich im wesentlichen von Gesteinen gebildet, die als Phyllitglimmerschiefer und glimmerschieferähnliche Quarzlagenphyllite zu bezeichnen sind. Auch bei Vezza treten in der Gegend von S. Clemente echte Phyllite auf; und Hammer beschreibt nicht bloß aus den nördlicheren Teilen der Ortlergruppe, sondern auch aus Gebieten, die unbedingt noch zu meiner Tonaleschieferzone zu stellen sind, echte Phyllite in erheblicher Verbreitung.

Normale Glimmerschiefer kommen vor, scheinen aber keine größere Bedeutung zu haben. Chloritschiefer und Chloritepidotschiefer beschreibt Hammer als untergeordnete Einlagerung im Phyllit, aber nur aus nördlicheren Teilen der Ortlergruppe [1]).

Zweifelhaft ist es mir geblieben, ob am Aufbau der Tonaleschieferzone auch Graphitoidschiefer beteiligt sind oder nicht. Ich fand einen schwarzen Schiefer an der neuen Tonalestraße westlich des Passes, und zwar zwischen dem Ende der großen Kehre und der Paßebene, habe aber nicht mehr in Erinnerung, ob die schiefrigen Gesteine, denen er konkordant eingelagert erschien, den Typus der Tonaleschiefer oder den der ja sicher nicht sehr weit südlich davon anstehenden Edoloschiefer trugen. Die mikroskopische Untersuchung ergab, daß das schwarze, dünn lagenförmig struierte Gestein ein auf das feinste zermalmter Mylonit ist, als dessen mineralogische Komponenten außer der staubartigen schwarzen Substanz noch Quarz, Chlorit und wenig Granat mit Sicherheit, Feldspat mit Wahrscheinlichkeit erkennbar sind. Auch in Val Piana, auf der Ostseite des Tonale, fand ich beim Abstieg auf der rechten Talseite schon im Gebiete der Tonaleschiefer ein schwarzes schiefriges Gestein, von dem es aber zweifelhaft ist, ob es wirklich dort ansteht und nicht von den weiter südlich gelegenen Aufschlüssen der dort in den Edoloschiefern auftretenden Graphitoidschiefer herrührt.

Hammer [2]) beschreibt zwar „schwarze Quarzite" aus der Gegend oberhalb Cogolo. Es sind aber dieselben Gesteine, in denen er, wie schon angeführt, „eine deutlich primärklastische Struktur" nachwies, was ihn denn auch mit Recht zu der Bezeichnung als „Grauwacken" bestimmte. Eine solche primärklastische Struktur fehlt aber den von mir untersuchten Graphitoidschiefern der Edologruppe ganz und gar, während kataklastische Erscheinungen in ihnen weit verbreitet sind. Es handelt sich also offenbar um ganz verschiedene Bildungen. Sonst zitiert Hammer „graphitische Schiefer" nur noch von der Klamm des Gampertales als wenig ausgedehnte Einlagerung im Gneis. Er hält die schwarze Substanz teils für Magnetit, teils für Graphit.

Zu all den bereits aufgeführten Gesteinen der Tonaleschiefergruppe gesellen sich in deren Gebiet nun aber noch größere, wohl meist stockförmige Massen von Eruptivgesteinen. Es sind zum Teil saure Typen, Biotitgranite, Adamellite, Hornblendegranite, zum Teil basische Formen, und zwar Hornblendediorite, Norite, gemeine und Olivingabbros, sowie Serpentine. Die letzteren, bei denen Melzi [3]) für ein Vorkommnis Abstammung von Pyroxenit nachgewiesen hat, sind wohl syngenetisch mit den kleineren Linsen von Olivinfels, beziehungsweise Serpentin aus dem Sulzberg und Ultental

[1]) Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1902, pag. 322. Außerdem Hammer 1905, pag. 13—14.

[2]) 1905, pag 3.

[3]) Ricerche geologiche e petrografiche sulla valle del Masino. Giorn. di Mineralogia, IV. Bd., 1893 pag. 103 u. f.

Daß ein Teil dieser Massen die Gneise und übrigen Schiefer der Tonaleschiefergruppe intrusiv durchbrochen hat, ist nachgewiesen. Im Mortirolotal fand ich[1]) Schollen der Gneise im Adamellit. Hammer[2]) machte für die Granitite der Cima Verdignana, des Kellerberges[3]) und Kuppelwiesertales[4]) lakkolithische Lagerung wahrscheinlich und beobachtete bei anderen kleineren Granitit- und Granitmassen lagergangartige Einschaltung in die Gneise. Es ist daher wohl auch für die übrigen Massen gleichartiges Verhalten anzunehmen.

Außer den bereits genannten Vorkommnissen möchte ich noch folgende hier aufführen. In Val Grande di Vezza oder allenfalls östlich von ihr gegen den Tonale müssen nach den Grundmoränengeschieben zu schließen, ausgedehntere Massen von Hornblendedioriten auftreten; und ebenso fand ich in dem Tale zwischen dem Motto della Scala und dem Dosso San Giacomo (NW von Edolo) Blöcke von solchen Gesteinen, die offenbar in der Nähe anstehen. Tatsächlich finden sich denn auch in dieser Gegend auf Curionis Karte der Lombardei ein, auf Taramellis Karte sogar drei Areale mit den Farben bezeichnet, die für diese körnigen Intrusivgesteine („Syenite", Diorite, Gabbros usw.) gewählt sind. Ragazzoni zeichnet in seinem Profil[5]) eine gewaltige Masse von „Hypersthensyenit" im Gebiet der Val Grande di Vezza ein. In seinem „Catalogo"[6]) führt er eine „Sienite" von den „Ronchi di Mortirolo" an, die offenbar mit dem später von mir[7]) beschriebenen Hornblendediorit des Mortirolotales identisch ist. Er nennt ferner an derselben Stelle von Val Grande di Vezza unter Nr. 120: „Eufotide" (Gabbro), 121, 124 und 125 „Sienite". Viel ausgedehnter als alle diese Vorkommnisse sind indessen die gewaltigen Intrusivmassen, die sich aus der Gegend von Leprese im oberen Veltlin auf der Nordseite dieses Tales bis an den ursprünglich zum Comer See gehörigen kleinen Lago di Mezzola verfolgen lassen. Die Gabbros und verwandten Gesteine von Leprese sind schon lange bekannt und in neuerer Zeit besonders durch Linck[8]) und seinen Schüler Hecker[9]) vortrefflich erforscht. Über die westlicheren Massen liegen moderne mineralogische und petrographische Untersuchungen hauptsächlich von Melzi[10]) und Brugnatelli[11]) vor. Ich verweise daher hinsichtlich petrographischer Einzelheiten auf die Arbeiten dieser Forscher und beschränke mich darauf hervorzuheben, daß im ganzen Gebiete der Tonaleschiefer offenbar, ähnlich wie das schon für die Pegmatite angeführt wurde und von mir für die Hornblendediorite und Adamellite des Mortirolotales beschrieben worden ist, die genannten Intrusivgesteine an vielen Stellen durch den Gebirgsdruck geschiefert worden sind. Die Hornblendediorite des Mortirolotales gehen in Klinozoisit-Albit-Amphibolite über, bei denen es ohne genaue geologische Untersuchung nicht möglich wäre, ihre Entstehung aus den im Verhältnis zu den Gneisen jungen Dioriten nachzuweisen. Man würde die Amphibolite vielmehr jedenfalls stratigraphisch den Gneisen beigesellen. Es

[1]) 1897, II, pag. 356.

[2]) 1905, pag. 14 u. f.

[3]) Die kristallinen Alpen des Ultentales, II. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1904, Bd. 54, pag. 559.

[4]) Ebenda, pag 554.

[5]) 1875.

[6]) 1893, pag. 13

[7]) 1897, II., pag. 369.

[8]) Sitzungsber. d. Berl. Akad. 1893, VI, pag. 47.

[9]) Neues Jahrb. f. Mineral., Beil.-Bd. XVII, 1903, pag. 313—354. Hier auch ältere Literatur

[10]) Giorn. di Mineralogia 1891, II., Heft 1., und 1893, IV., Heft 2.

[11]) Rivista di Mineralogia, Padua, Bd. XXX, 1904 (Sulla titanolivina dei dintorni di Chiesa in Val Malenco). — Neues Jahrb. f. Min. Zentralblatt für 1903. pag. 144—148. — Rend. Ist. Lomb., Bd. XXX, 1897, Serie II. — Zeitschr. f. Kristallogr. 1899, Bd. XXXII, pag. 81, und 1904. XXXIX, pag. 209.

ist nun aber für fast alle Vorkommnisse von schiefrigen Hornblendegesteinen der Tonaleschiefer noch gänzlich unerforscht, inwieweit sie umgeformte, im Verhältnis zu den übrigen Schiefern junge Intrusivgesteine und wieweit sie den Schiefern gleichalterige und syngenetische Gebilde darstellen.

Auffällig und wichtig erscheint mir die Tatsache, daß die basischen körnigen Intrusivgesteine gegen Osten mehr und mehr an Masse abnehmen. Große Areale von ihnen, wie sie westlich des Tonale nicht selten auftreten, hat Hammer östlich davon, auf österreichischem Gebiete nicht mehr angetroffen.

Ich hoffe, daß der Leser ein wenn auch flüchtiges Bild von dem Material erhalten hat, welches die nördlich der Tonalelinie gelegene Zone der „Tonaleschiefer" zusammensetzt. Allerdings ist meine Beschreibung unvollständig. Einmal weil ich die Ortlergruppe und das Veltliner Gebirge nur sehr wenig selbst untersuchen konnte, dann aber auch, weil ich es nicht gewagt habe die Angaben Theobalds, Staches, Hammers, Melzis und anderer Forscher über die nördlichen Gebiete ganz für die Schilderung zu verwerten. Es ist eben bisher trotz der wirklich verdienstvollen aufgeführten Arbeiten mit Sicherheit nur möglich die Tonaleschiefer nach Süden, nicht aber sie nach Norden zu begrenzen, obwohl, wie ich schon mitgeteilt habe[1]) und noch weiterhin zeigen werde, die Nordgrenze vielleicht mit der Südgrenze der Ortlerkalke zusammenfällt. So war ich und bin ich noch heute im Zweifel, inwieweit die im Norden bekannten Gesteinskomplexe (zum Beispiel Kalkphyllite, Quarzlagenphyllite usw.) noch an die Tonaleschiefer angeschlossen oder von ihnen abgetrennt zu werden verdienen. Es wird nämlich noch in dieser Arbeit gezeigt werden, daß die „Tonaleschiefer" keine strenge stratigraphische Einheit bilden, sondern neben Eruptivgesteinen auch noch Sedimente verschiedenen Alters umfassen.

Verfolgen wir nun zunächst noch die Kalkzüge der Tonaleschiefer nach Westen. Ich hatte schon auf pag. 335—336 nachgewiesen, daß der Marmor von Vezza offenbar seine Fortsetzung in den Kalk- und Marmorablagerungen des Monte Padrio findet. Noch weiter im Westen, unten im Veltlin zwischen Tirano, Stazzona, Musciano und Tresenda sah ich auf dem linken Addaufer nirgends Kalk. Wohl aber ist seit langer Zeit eine ganze Reihe von im wesentlichen O—W streichenden Kalklagern auf dem rechten Addaufer bekannt und läßt sich mit nicht sehr großen Unterbrechungen von Tirano im Osten bis über den Comer See hinweg verfolgen.

Theobald[2]) zeichnet von O nach W die folgenden Kalk-, beziehungsweise Marmorzüge ein. 1. Sechs Kalkzonen, von lang linsenförmiger Gestalt oberhalb Teglio; 2. einen nur durch ganz kleine Entfernungen unterbrochenen, genau im Streichen der drittsüdlichsten Linse von Teglio gelegenen Zug, der die folgenden fünf Vorkommnisse umfaßt: Castione, Ponte, S. Antonio, Ronchi, S. Giovanni. Die letzte Linse erreicht beinahe Val Malenco. In geringem Abstande südlich von diesem „Veltliner Kalkhauptzuge", wie ich ihn von jetzt an nennen will, liegt je bei Acqua und bei Montagna noch eine Kalkmasse. Nördlich findet sich bei S. Pietro in einem rechten Seitentälchen der Val Malenco gleichfalls ein kleines Kalkvorkommen. Dann folgt nach Westen eine weite Unterbrechung und erst im Gebiete des von Rolle[3]) aufgenommenen Blattes XIX der Schweizer Karte taucht der Kalkzug von Cino—Dubino auf. Dazwischen gibt aber Theobald bereits

[1]) Salomon 1905.

[2]) 1866, Geol. Karte d. Schweiz. Blatt XX. Vergl. auch Text pag. 251 unten, 282, 283, 286—287, 261 unten und 262, sowie Zusätze zu pag. 262 auf pag 347.

[3]) 1881, vergl. auch dessen Text pag. 18 und 19.

in seinen Zusätzen (pag. 347) auf Grund von A. Villas Beobachtungen das Auftreten von Kalk bei Traona nahe Roncaglia und NW von Dazio an.

Die geologische Karte von Curioni[1]) beschränkt sich im wesentlichen auf die Reproduktion der Kalkeinträge von Theobald und gibt selbst diese infolge ihres kleineren Maßstabes weniger genau wieder. Neu ist auf ihr ein etwas mehr nördlich gelegenes, aber gleichfalls O—W verlängertes Vorkommnis bei der Madonna di Tirano, also schon sehr viel weiter im Osten. Taramelli[2]) stimmt in den meisten wesentlichen Punkten mit Theobald überein. Auch bei ihm fehlt das Curionische Vorkommnis von der Madonna di Tirano, obwohl Curioni es sogar ausdrücklich im Text erwähnt. Die kleine Kalkmasse zwischen Sondrio und Montagna ist aber nicht, wie bei Theobald mit der Triasfarbe, sondern als Marmor bezeichnet. Neu ist eine zweite derartige Marmormasse unmittelbar westlich von Sondrio. Zum Teil neu und wichtig sind drei mit Triasfarbe angelegte Kalkvorkommnisse zwischen Dubino und Val Malenco, nämlich ein kleines Vorkommnis bei Buglio und zwei westlich der Val Masino bei Dazio, die letzteren wohl identisch mit den Villaschen. Durch diese Massen wird nämlich die Brücke zwischen dem Veltliner Hauptzug und dem noch weit nach Westen fortstreichenden Kalkvorkommen von Dubino geschlagen. Daß die beiden Züge von Dazio in Wirklichkeit wohl nur einer einzigen oberflächlich durch Diluvium getrennten Linse angehören, hat später Melzi[3]) gezeigt. Das Vorkommnis von Buglio fehlt dagegen auf Melzis Karte.

Unter Berücksichtigung aller dieser Angaben bekommt man eine Reihe von meist genau im Streichen gelegenen oder doch nicht viel davon abweichenden, und im Streichen verlängerten Vorkommnissen mit etwa folgenden Abständen: Dubino—Dazio 6 *km*; Dazio—Buglio 5 *km*; Buglio—S. Pietro oder Buglio—Sondrio nicht ganz 14 *km*. Von Sondrio bis zu dem Ende der Vorkommnisse von Teglio, also auf eine Strecke von 19 *km*, sind die Kartenabstände der einzelnen Züge so gering, daß man vielleicht in Wirklichkeit einen einzigen zusammenhängenden Zug vor sich hat. Es ist das der Veltliner Hauptzug Das Vorkommen von der Madonna di Tirano liegt, wie gesagt, außerhalb des Streichens, nördlicher als der Hauptzug, und zwar 4 *km* nordöstlich von dem östlichsten Vorkommnis von Teglio.

Gehen wir aber von den Kalkzügen von Teglio im Streichen weiter nach Osten, so treffen wir in $8^1/_2$ *km* Entfernung die in dieser Arbeit auf pag. 335 beschriebenen Marmorlager von La Croce bei Trivigno, $1^1/_2$ *km* östlich davon die Kalke und Rauchwacken des Monte Padrio, 10 *km* weiter im Osten das fragliche Vorkommen des Mortirolotales und 8 *km* davon entfernt, 18 *km* von der Stelle am Padrio den Marmor von Vezza.

Aber selbst über den Comer See hinaus läßt sich unsere Kalkmarmorzone nach Westen verfolgen. Der Zug von Dubino findet genau im Streichen jenseits des Sees seine Fortsetzung in dem Kalkdolomitzuge von Cinque Case und Sass Pel nördlich Domaso[4]). Dann folgt eine lange Unterbrechung; aber 11 *km* westlich und wieder genau im Streichen steht das Dolomitvorkommnis von Alp Giggio an. Damit scheint dann die Reihe der Kalkzüge abgeschlossen zu sein. Aus dem unteren Gebiete der Val Morobbia ist nichts davon bekannt; es folgt die Aufschüttungsebene des Tessin und der oberste Lago Maggiore; aber bei Gordola und Ascona, in der Nähe der Verzasca-

[1]) 1877, vergl. auch Text Bd. I., pag. 61.

[2]) 1890.

[3]) Ricerche microscopiche sulle rocce del versante valtellinese usw. Giorn. di Mineral., Pavia, II. Bd., 1891. Taf. 1. und Ricerche geolog. e petrogr. sulla valle del Masino. Ebenda, IV. Bd., 1893, pag. 92 und Karte.

[4]) Man vergl. am besten Rolles Karte und seinen Text, pag. 18—19.

und Maggiadelten tritt von neuem eine ganze Anzahl kleiner Marmorvorkommnisse auf, wiederum im Streichen unserer Zone und wieder, wie auf der ganzen Strecke vom Sulzberg an, mit schiefrigen Hornblendegesteinen verknüpft.

Bei diesen Betrachtungen habe ich zunächst absichtlich die etwas, wenn auch gar nicht sehr weit, südlich unseres Zuges liegenden Marmor- und Dolomitvorkommnisse von der Malpensata bei Olgiasca und von Dongo am Comer See vernachlässigt. Ich will ferner die noch weiter südlich gelegenen Kalklager des Torrente Varrone bei Dervio und die zahlreichen Kalk-, Dolomit- und Marmorvorkommnisse der Südhänge des Beruina-Disgrazia-Massives, sowie der Sobrettaregion im Ortler überhaupt vernachlässigen. Die Vorkommnisse von der Malpensata bei Olgiasca sind mir aus eigener Anschauung bekannt. Sie sind ebenso wie die Lager von Dongo, Domaso (Sass Pel) und Dubino vor kurzem von Repossi eingehend untersucht und vortrefflich beschrieben worden[1]. Insbesondere ist es ein Verdienst Repossis die schon von Curioni bei Musso entdeckten Versteinerungen im Dolomit wieder aufgesucht, gesammelt und bestimmt zu haben. Er kennt daraus *Gervilleia exilis Stopp. sp.*, *Myoconcha Cornalbae (?) Stopp. sp.*, *Megalodon Tommasii Repossi*, *Myophoria Balsamoi Stopp.*, *Worthenia Inzini Stopp. sp.* und *Gyroporella vesiculifera Gümb.* Es geht aus diesen Fossilien unzweifelhaft hervor, daß der Dolomit von Musso in die oberste Trias, und zwar zum Hauptdolomit zu stellen ist. Ein sehr merkwürdiges und interessantes Ergebnis ist aber weiter die von Repossi unzweifelhaft festgestellte Tatsache, daß dieser Dolomit von dem eigentlichen Marmor von Musso scharf getrennt ist und nicht etwa nur seine von einer Metamorphose verschont gebliebene normale Fazies darstellt. Der Marmor von Musso ist ebenso wie der von Olgiasca ein echter Kalkmarmor, der Dolomit dagegen enthält 21% *MgO*. Kein Übergang ist vorhanden. Ebenso hebt Repossi ausdrücklich hervor, daß der Dolomit von Musso den Kalken und Dolomiten von Domaso (Sass Pel) und Dubino unähnlich ist. Da diese beiden letzteren nicht marmorartig sind, während der Marmor von Musso und Olgiasca deutlich kristallin ist, so stellt er diese letzteren zum Archaikum. Hinsichtlich des Alters der Kalke und Dolomite von Dubino und vom Sass Pel, in denen er bisher vergeblich nach Versteinerungen suchte, „manca, finora almeno, la sola base indiscutibile del riferimento cronologico“[2].

Es ist noch hervorzuheben, daß Repossi ursprünglich an seine Untersuchung mit der naheliegenden Idee heranging, daß der Marmor und Dolomit von Musso identisch seien. Nur mit Widerstreben ist er auf Grund seiner Beobachtungen zu der Annahme gekommen, daß die beiden Bildungen altersungleich sind und sich dennoch durch einen Zufall berühren.

Obwohl ich nun ausdrücklich bemerke, daß mir Repossis Beobachtungen sehr sorgfältig und einwandsfrei erscheinen und daß er in mustergültiger Art das Beobachtungsmaterial von seinen Folgerungen getrennt gehalten hat, möchte ich mich doch in der Deutung des Alters der Marmormassen von ihm entfernen, und zwar aus Gründen, die gleich im Zusammenhang mitgeteilt werden sollen.

Vorher aber möchte ich noch darauf hinweisen, daß aus all den zitierten Arbeiten noch hervorgeht, daß die Kalkmassen nicht bloß in dem von mir speziell untersuchten Gebiet, sondern auch im ganzen unteren Veltlin und am Comer See zusammen mit Pegmatiten auftreten und weit über dieses Gebiet hinaus bis zum Lago Maggiore von Hornblendegesteinen und anderen grünen, meist schiefrigen Felsarten begleitet werden.

[1]) Osservazioni geologiche e petrografiche sui dintorni di Musso. Atti Società italiana Scienze naturali, Milano, Bd. 43, 1904, pag. 261—304.

[2]) A. a. O., pag. 300.

Damit komme ich nun zu einer Schlußfolgerung, die sich dem mit der Geologie der Südalpen vertrauten Leser wohl schon selbst aufgedrängt hat, daß nämlich die in dieser Arbeit als „Tonaleschiefergruppe" bezeichnete Zone nichts anderes ist als die Fortsetzung der „pietre verdi" von Ivrea.

Man hat diese für den Bau der Alpen und die Geschichte ihrer geologischen Erforschung so wichtige Zone schon seit langer Zeit von Ivrea bis zum Lago Maggiore verfolgt[1]. Sie besteht nach Diener in diesem Teil „vorwiegend aus Dioriten und Syeniten mit untergeordneten Hornblendegneisen, Hornblendeschiefern, Kalkeinlagerungen und Pegmatitzügen"[2], daneben aber noch aus einer ganzen Reihe von basischen Eruptivgesteinen, unter denen Olivingesteine und Gabbros eine besonders wichtige Rolle spielen[3].

Obwohl ich nun natürlich an dieser Stelle keine eingehende Schilderung ihrer petrographischen Zusammensetzung geben kann, so reichen doch schon diese Andeutungen aus, um zu zeigen, daß für die „pietre verdi" von Ivrea genau dieselben Gesteine charakteristisch sind, die ich in der Tonaleschiefergruppe als charakteristisch gegenüber den südlicheren Schiefergebieten hervorgehoben hatte, nämlich Amphibolite, körnige und schiefrige Hornblende- und Olivingesteine, Pegmatite und Kalke. Dazu gesellen sich in der Tonaleschiefergruppe noch mächtig entwickelte Gneise als Hauptbestandteil, eine ganze Anzahl anderer Schiefer in mehr untergeordneter Weise. Aber auch in der anerkanntermaßen die unmittelbare Fortsetzung der „pietre verdi" von Ivrea bildenden Zone westlich Locarno herrscht Hornblendegneis so stark vor den übrigen basischen Gesteinen vor, daß Rolle auf Blatt XIX der Schweizer Geologischen Karte die unmittelbare Fortsetzung des grünen Zuges nicht mehr deutlich ausschied, obwohl sie sich, wie aus Dieners[4] und Rolles eigenen Angaben hervorgeht, kontinuierlich bis zum Comer See und über diesen hinaus ins Veltlin verfolgen läßt[5]. Es darf auch nicht Wunder nehmen, daß die körnigen Hornblende- und Olivingesteine nicht überall in der Zone in gleichem Maße vertreten sind. Nach allem, was ich von ihnen aus eigener Anschauung und aus der Literatur kenne, sind es eben Intrusivgesteine, die zwar in einer bestimmten tektonischen Zone herrschen, durch Gebirgsdruck parallel dem Streichen der Zone geschiefert sein können, aber nicht wie ein Sediment durchzustreichen brauchen. Auch Diener

---

[1]) Eine sehr gute Übersicht und gleichzeitige Ergänzung der älteren Literatur über den „Amphibolitzug von Ivrea gibt Diener in seinem Gebirgsbau der Westalpen. 1891, pag. 135 u. f.

[2]) A. a. O., pag. 139.

[3]) Vergl. Traverso, Geologia dell'Ossola, Genua 1895, 275 Seiten u. Karte. Bes. pag. 147 u. f.

F. R. van Horn, Petrographische Untersuchungen über die noritischen Gesteine der Umgegend von Ivrea in Oberitalien. Tscherm. Mitteil. 17, 1898, pag. 391–420.

R. W. Schaefer, Der basische Gesteinszug von Ivrea im Gebiete des Mastallonetales. Tscherm. Mitteil. 17. 1898, pag. 495–517.

Gerlach, Beiträge zur Geol. Karte d. Schweiz, Liefer XXVII, Blatt 23.

Artini und Melzi, Ricerche petrografiche e geologiche sulla Valsesia. Mailand 1900. Memor. R. Ist Lomb., pag. 219–387 mit Karte.

C. Porro. Geognostische Skizze der Umgegend von Finero. Zeitschr. d. D. geol. Ges., Bd 47, 1895, pag 377–422. Dort auch weitere Literatur.

[4]) A. a O., pag. 141 u. f.

[5]) Auch C. Schmidt zieht den Amphibolitzug bis zum Comer See. Livret-Guide géologique. Lausanne 1894, pag. 138.

Taramelli läßt auf seiner neuesten Karte gleichfalls eine Zone von „Dioriti, ovarditi, prasiniti, serpentino, gabbri ecc." (Nr. 27) über das Nordende des Comer Sees hinweg in das Veltlin hineinstreichen. — Mailand 1903. I tre laghi (bei Artaria).

würde wohl heute bei diesen Bildungen nicht mehr von „Schichtung“ sprechen[1]). Rolle[2]) hat nun die Zone der „pietre verdi“, der er freilich nicht diesen Namen gibt, bis zu dem kleinen Örtchen Cercino auf der Nordseite des untersten Veltlins verfolgt; und Diener hat mit vollem Recht hervorgehoben und auf seiner Übersichtskarte zum Ausdruck gebracht, daß sie die Fortsetzung der Zone von Ivrea ist. Beide aber haben nur die wirklich grünen Gesteine mit den eingelagerten Kalkmassen dazu gerechnet und sagen daher, daß sie bei Cercino ihr Ende erreicht.

Dennoch hat Rolle[3]) schon ganz richtig erkannt, daß die weiter östlich im Veltlin bei Mello[4]) und Dazio auftretenden Kalke die Fortsetzung der Kalke von Dubino bilden. Da nun umgekehrt Theobald von Osten kommend die Kalke meines Veltliner Hauptzuges bis über seine Kartengrenze hinaus nach Dubino verfolgt und ihre Zusammengehörigkeit klar erkannt hatte, war eigentlich schon damals die Tatsache der Zugehörigkeit des Veltliner Kalkhauptzuges zur Zone der pietre verdi und damit deren Fortstreichen bis nach Teglio beweisbar. Rolle dachte sich übrigens das Ende der Zone bei Cercino in der Weise, daß dort die „Muldenbasale ansteige“ [5]).

Aus dem Auftreten der Kalke von Mello und Dazio aber folgert er, daß „die Basale eine mehrfache Wellenlinie darstellt“ [6]).

Wenn er also auch nicht den richtigen Namen für die Fortsetzung der „pietre verdi“ gebrauchte, so hatte er doch den Tatbestand bereits ganz richtig erkannt. — Diener faßt die Zone der pietre verdi als Graben auf, spricht sich aber über die Art, wie der Graben im Osten enden soll, nicht näher aus. Er sagt[7]): „Der Amphibolitzug von Ivrea endet als ein tektonisches Glied im Gebirgsbau der Alpen östlich von Cercino im Veltlin. Es steigt, wie Rolle sich ausdrückt, die Muldenbasale in die Höhe und es legen sich die Gesteine derselben weiterhin auf die Gneise des Westflügels der Berninamasse und setzen beinahe das ganze ausgedehnte Gebiet zusammen, das Theobald unter dem Namen Albigua-Disgrazia-Gebirge von dem eigentlichen Berninastock abgetrennt hat. Die Gruppe der sogenannten Malencogesteine mit ihren mächtigen Einschaltungen von jüngeren Graniten entspricht im wesentlichen den gleichen Schichtbildungen der kristallinischen Schieferreihe, die an dem Aufbau der Amphibolitzone von Ivrea teilnehmen.“

Nach dem letzten Satz scheint es also, als ob Diener doch schon noch jenseits von Cercino im Malencotale die Fortsetzung der pietre verdi anzunehmen geneigt war. Auch Melzi hat in seiner Masinoarbeit einen Passus, der zeigt, daß er die Gesteine des Disgrazia, des Corno Bruciato und des oberen Veltlins als die Fortsetzung der Zone der „pietre verdi“ richtig erkannt hatte[8]). Er sagt nämlich: „La roccia serpentinosa del Disgrazia ha sviluppo assai maggiore nella vicina valle Malenco e più oltre nei dintorni di Sondalo, e rappresenta la continuzione della zona serpentinosa del Piemonte la quale, benchè sovente interrotta, descrive nel suo complesso una curva concentrica all'andamento della catena principale alpina“ [9]). Und an einer anderen Stelle (pag. 108) heißt es bei ihm: „La roccia

---

[1]) A. a. O., pag. 139, 141 u. s. f.

[2]) A. a. O., pag. 27.

[3]) A. a. O., pag. 48.

[4]) Wohl identisch mit dem Villaschen Vorkommen von „Traona nahe Roncaglia“ bei Theobald (pag. 347).

[5]) Pag. 33.

[6]) Pag. 48.

[7]) Pag. 152.

[8]) 1893, pag. 107.

[9]) Von mir gesperrt.

44*

serpentinosa, ed insieme il gneis anfibolico, rappresentano probabilmente, in questa regione quella zona delle pietre verdi che è così bene caratterizzata nelle Alpi del Piemonte, dove circonda le elissoidi di gneis centrale."

Wir sehen aus allen diesen Ausführungen, daß eine ganze Reihe von Beobachtern trotz des Zurücktretens der massigen grünen Gesteine zwischen dem Lago Maggiore und dem Comer See dennoch das Fortstreichen der Zone bis ins Veltlin hinein richtig erkannt hatte. Ich aber habe von Osten kommend bei der Verfolgung meiner Tonaleschiefer den sicheren Nachweis dafür erbracht, daß die Tonaleschiefer, welche in der Gegend von Tirano nach Westen über die Adda hinwegstreichen, kontinuierlich in die Gesteinszone des nördlichen Veltlinhanges verlaufen. Diese ist aber nichts anderes als die Zone der pietre verdi von Ivrea. Damit können wir nun mit einem Schlage den für den Bau der Alpen und die Geschichte ihrer geologischen Erforschung gleich wichtigen Zug geschlossen von Ivrea im Westen bis an die Judikarienlinie verfolgen. Ihre Südgrenze überschreitet etwas südlich von Tirano die Adda. Sie selbst setzt dort in die Ortlergruppe hinüber, erreicht etwas südlich von Vezza d'Oglio das Ogliotal, bildet noch den nördlichsten Streifen der orographischen Adamellogruppe und erreicht bei Dimaro im Nocetale die Judikarienlinie. Ihre Südgrenze ist das, was ich im Jahre 1892, ohne die hier geschilderte Bedeutung zu erkennen, als Tonalelinie bezeichnete [1]. Vermutlich ist ihre Nordgrenze die den Ortlerkalk südlich abschneidende Verwerfung der alten Bäder von Bormio, die Gümbel und besonders Hammer [2] im Gegensatz zu Theobalds und Termiers [3] Annahmen unzweifelhaft festgestellt haben.

Es zeigt sich hier wieder einmal, wie schon so oft, daß Suess in wahrhaft prophetischer Erkenntnis den wirklichen Aufbau des Gebirges erkannt hat. Man vergleiche die folgenden Stellen im „Antlitz der Erde", Band III, Teil 1, von 1901, pag. 423: „Weiter gegen West, in Val Camonica, reicht die Trias weiter nach Nord, aber mir fehlen Angaben, welche ein Urteil über den Bau ihrer N-Grenze gestatten würden. Im allgemeinen unterliegt es keinem Zweifel, daß bis zu dem See von Orta die längs des südlichen Gebirgsrandes sich ausbreitende mesozoische Zone eine unmittelbare Fortsetzung jener der Etschbucht und des südlichen Tirol ist" usw. Pag. 424: „Zu den Alpen ist schon der große Amphibolitzug zu rechnen, welcher, von der Nordseite des Lago Maggiore kommend, bei Ivrea die Ebene erreicht. Der Gegensatz zwischen der breiten Lagerung der Trias an den oberitalienischen Seen und der engen Faltung, welche in der Nähe von Biella beginnt, ist genau derselbe, welchen wir bei Brunneck im Süden und im Norden des Pustertales antreffen werden." Pag. 426: „Hier, wo nicht morphologische Gliederung, sondern der Grundplan des Aufbaues gesucht wird, muß das ganze östlich von der Sesia, dann östlich von den Judikarien und südlich von der Gail liegende Bergland von den Alpen abgetrennt und den Dinariden zugezählt werden" [4].

Termier hat dann 1903 [5] die Vermutung ausgesprochen, daß meine Tonalelinie die Nord-

---

[1] 1892, II., pag. 145.

[2] Mitteilung über Studien in der Val Furva und Val Zebru bei Bormio (Veltlin). Verhandl. k. k. geol. R.-A. 1902, pag. 321 u. f.

[3] Termier, Sur les nappes de la region de l'Ortler. Comptes rendus vom 17. Oktober 1904, pag. 2 des Sonderabdruckes.

[4] Von Suess gesperrt.

[5] 1903, I., pag. 3. — 1904, I., pag. 2. — 1904, II., pag. 1. — Les nappes des Alpes orientales et la Synthese des Alpes. Bulletin Soc. géolog. de France 1904, Serie 4, Bd. 3, pag. 754, 755.

grenze der Dinariden bilde. Er hat 1904 diese Vermutung in eine Behauptung verwandelt, allerdings, wie mir scheint, ohne einen Beweis dafür zu geben. Diesen Beweis glaube ich nun erbracht zu haben und es ist damit gezeigt, daß Suess und Termier in der Tat recht haben. Es harren freilich noch viele Fragen der Aufklärung. Die Entstehung des ganzen Komplexes der Tonaleschiefer, beziehungsweise „pietre verdi", das Verhältnis der einzelnen Teile zueinander, ihr Alter, sind vielfach unklar. Selbst der Name „Zone der pietre verdi" ist angreifbar, obwohl nach meiner Empfindung der petrographisch wie stratigraphisch gleich ungeeigneten Bezeichnung „Amphibolitzug von Ivrea" entschieden vorzuziehen.

Das aber ist sicher, daß diese Zone im Bau fundamental von dem südlich angrenzenden Gebirge der Dinariden verschieden ist und daß sie trotz allen Wechsels der Gesteine in ihrer ganzen Ausdehnung von Ivrea bis zur Judikarienlinie gewisse gemeinsame Züge behält. E. Suess hat an den bereits zitierten Stellen die tektonischen und faziellen Unterschiede des nördlichen alpinen und südlichen dinarischen Gebietes in gewohnter Meisterschaft geschildert. Ich brauche daher nur noch einen Punkt hervorzuheben. Das massenhafte Auftreten basischer Eruptivgesteine [1]), die uns teils körnig erhalten sind, teils schiefrige Strukturen angenommen haben, zeigt, daß hier eine schwache, für Verschiebungen und Intrusionen günstige Zone der Erdkruste vorliegt. Diese Zone hat nicht bloß ein einzigesmal, sondern wahrscheinlich oft Veranlassung zu Differentialbewegungen des nördlichen und südlichen Erdkrustenstückes gegeben. Und wie längs der Judikarienlinie gewaltige Tonalitmassen den periadriatischen Randbogen [2]) oder, um mit Suess [3]) zu sprechen, die „Randnarbe" bilden, so stellt die Zone der pietre verdi die alpino-dinarische Grenznarbe von Ivrea bis zur Judikarienlinie dar [4]).

Ich habe es absichtlich vermieden in diesem Abschnitt von der Natur der Tonalelinie zu sprechen, da dies ohnehin in dem die Tektonik darstellenden Abschnitt ausführlich geschehen wird. Ich will also an dieser Stelle nur hervorheben, daß ich in der Adamellogruppe die Überzeugung gewonnen habe, daß sie eine Verwerfung ist. Ob aber die Verwerfungsfläche vertikal oder schief steht oder ihre Stellung wechselt, wie Termier behauptet, das habe ich bisher nicht feststellen können. Mein Ergebnis stimmt, wie man sieht, mit Dieners Auffassung des Südrandes der pietre verdi überein und es kann also wohl kaum ein Zweifel darüber bestehen, daß von Ivrea bis Dimaro im Nocetale die alpino-dinarische Grenze von einer Verwerfung gebildet wird. Sehr interessant ist es nun, die Stelle zu untersuchen, an der die Tonalelinie mit der Judikarienlinie zusammenstößt. Trotz der starken Bedeckung mit Diluvium geht nämlich aus Vaceks und Hammers vortrefflicher geologischer Kartierung des Blattes Cles [5]) hervor, daß die Judikarienlinie im Meledriotale südlich Dimaro nur um ganz wenig von N nach O abweichen kann. Von Dimaro an streicht sie

---

[1]) Saure Massen finden sich besonders in den östlicheren Gebieten der Zone, zum Beispiel im Veltlin und östlich des Tonale vertreten.

[2]) Salomon, 1897, II, pag. 111.

[3]) A. a. O., pag. 424.

[4]) Suess (a. a. O., pag. 424) hält es für möglich, daß die granitischen Massen westlich der Adamellogruppe bis Biella, deren geologische Verhältnisse ich (1897, II, pag 252 u. f.) im Zusammenhang beschrieben habe, die Fortsetzung der tonalitischen Randnarbe bilden. Ich möchte das bei ihrer unregelmäßigen Anordnung und ihrem weiten Abstande von einander und von der Tonalelinie zunächst wenigstens dahingestellt sein lassen. Novarese (Boll. Com. geol. Roma, pag IV, Bd. 6, pag. 9 des Separatums) wendet sich gegen den Ausdruck Narbe (piaga). In dem Sinne, wie ich ihn gebrauche, scheint er mir aber doch gerechtfertigt.

[5]) Die Grenzlinien dieses nordöstlichsten Zipfels meiner Karte sind im wesentlichen dem Blatte Cles entnommen.

aber bis in die Gegend von Malè ziemlich genau NO und nimmt erst dann wieder eine im wesentlichen nordnordöstliche Richtung an. Man kann also darüber streiten, ob das Stück von Dimaro bis Malè zur Judikarien- oder zur Tonalelinie gehört und kann fast mit demselben Recht die Fortsetzung der Judikarienlinie nördlich Malè als Fortsetzung der Tonalelinie ansehen. Mit anderen Worten ausgedrückt, gabelt sich die den Iffingerrand begleitende Verwerfung bei Dimaro in einen judikarischen und einen lombardischen Zweig, in einen Rendena- und einen Tonaleast. Dieser letztere bildet aber zusammen mit dem Hauptstamm der Verwerfung nördlich Dimaro eine noch wesentlich großartigere Linie als die periadriatische Randverwerfung[1]), er bildet den peridinarischen Randbruch.

Durch diese beiden Gebilde und Namen kommen nun auch die wohl großartigsten Züge im Baue des dinaro-italischen Erdkrustenstückes zum Ausdruck, einerseits die Bildung einer NW—SO gerichteten Senke, deren tiefste Teile heute von der Adria bedeckt sind, anderseits die der westöstlichen Senke des ehemaligen Po-Meeres. Betrachtet man die Noësche Alpenkarte und Dieners Übersichtskärtchen, so erkennt man deutlich, wie die beiden kolossalen Randverwerfungen im großen und ganzen die Form des Gesamtalpenbogens und besonders des Briançonnaisbogens wiedergeben. Es sind aber keine konzentrischen Bogen, sondern das Zentrum des periadriatischen Bogens ist um etwa 200 *km* weiter nach Osten verschoben als das der grünen Zone. Und so kommt es, daß der Südteil des periadriatischen Randbogens in einem kolossalen Vorsprung in die Ebene hineinragt, einem Vorsprung, den man von einem bestimmten Gesichtspunkt aus als die Etschbucht zu bezeichnen pflegt, den man aber ebensogut als den **Etschsporn** bezeichnen kann. So besitzen wir also jetzt die Antwort auf die Frage, die Suess im ersten Bande des „Antlitzes der Erde" [2]) schon 1885 aufwarf: „Wo aber liegt nun die weitere Fortsetzung des Alpenrandes und liegen Padua und Treviso und die ganze venezianische Niederung von Vicenza bis Görz wirklich innerhalb der Alpen?"

Wir haben noch das Alter der Gesteine unserer Tonaleschiefergruppe zu besprechen. Für die Intrusivgesteine, die Gneise, Glimmerschiefer und Phyllite liegt meines Wissens bisher die Möglichkeit einer Altersbestimmung nicht vor. Anders verhält es sich mit den Kalken. Ich habe es, lange bevor ich den Zusammenhang der Tonaleschiefer mit den pietre verdi ahnte, auf Grund meiner Beobachtungen westlich des Monte Padrio und auf Grund der Literatur über die Veltliner Kalkmassen für wahrscheinlich erklärt, daß in den kristallinen und dichten Kalken der Tonaleschiefer triadische Bildungen enthalten seien [3]). „Ich fand am westlichen Hange des Monte Padrio oberhalb Corteno Gesteine, die petrographisch von dem sogenannten Zellendolomit der lombardischen Trias nicht zu unterscheiden sind. Es wird daher zu untersuchen sein, ob man es hier nicht in Wirklichkeit mit einer in das Phyllitgebirge eingebrochenen oder eingefalteten, vielleicht dynamometamorph stark veränderten Zone von Trias und älteren Bildungen zu tun hat. Ja, diese Vermutung erhält eine große Wahrscheinlichkeit durch die Tatsache, daß unsere Zone bei Stazzona, wie schon früher hervorgehoben, das Veltlin erreicht und somit genau im Streichen der isolierten kleinen Schollen metamorpher Trias von Dubino, Dazio, Buglio und Masino im Veltlin liegt."

Ich glaube, daß durch die in der vorliegenden Arbeit mitgeteilten Tatsachen meine Vermutung eine so starke Bestätigung erfährt, daß man nun wohl von Gewißheit sprechen kann. Es

[1]) Taramelli gebrauchte diesen Ausdruck zuerst.

[2]) Pag. 312.

[3]) Salomon 1899, I., pag. 27, und 1899. II., pag. 4.

kann nicht mehr zweifelhaft sein, daß vom Sulzberg bis zum Lago Maggiore und darüber hinaus in einer tektonisch einheitlichen Zone ein einheitlicher Zug von Kalk-, beziehungsweise Dolomit-, beziehungsweise Marmormassen vorhanden ist, denen wenigstens annähernd gleiches Alter zugeschrieben werden muß. Es kann sein, daß die außerhalb des Streichens des Hauptzuges gelegenen Massen zum Teil abweichendes Alter besitzen. Wahrscheinlich ist selbst das bis zum heutigen Tage nicht. Welches Alter kommt ihnen aber zu? Versteinerungen sind bisher nur von einer der Massen bekannt, vom Dolomit von Musso. Sie zeigen, daß dies Vorkommnis zum obertriadischen Hauptdolomit gehört. Nun hat freilich Repossi, wie auf pag. 345 mitgeteilt, nachgewiesen, daß der versteinerungsführende Dolomit von Musso mit scharfer Grenze an dem Kalkmarmor von Musso abschneidet und diesem, dem analogen Marmor von Olgiasca, dem Dolomit vom Sass Pel bei Domaso und den Kalken und Dolomiten von Dubino unähnlich ist. Er hat daraus und aus der kristallinen Beschaffenheit des Marmors von Dongo und Olgiasca auf ein prätriadisches, „wahrscheinlich archäisches Alter“ der Marmorlager geschlossen. „Nessuna relazione d'indole cronologica esiste fra la dolomia (appartenente al trias superiore) ed il calcare saccaroide di Musso (sicuramente pretriasico e, secondo la maggior parte degli autori, probabilmente arcaico [1]).“ Zur Erklärung des dabei angenommenen und auch Repossi selbst ursprünglich höchst unwahrscheinlichen Zusammenstoßens von Hauptdolomit und archäischem Marmor sagt er: „La stessa spinta orogenetica che ha portato in si esteso contatto la dolomia principale con gli scisti cristallini nei dintorni di Menaggio, può aver prodotto un più grandioso accavallamento della dolomia sugli scisti e di questo accavallemento il brandello di Musso può rappresentare l'unico avanzo ancora rispettato dall' erosione“ [2]). Danach würde also eine große Überschiebung von Süden her Hauptdolomit über die kristallinen Schiefer von Musso geschoben haben; und zufälligerweise wäre genau an der Stelle, wo in diesen kristallinen Schiefern Marmoreinlagerungen auftreten, der letzte Erosionsrest des Hauptdolomites im Kontakt mit dem Marmor erhalten geblieben.

Er hält übrigens selbst diese Hypothese für unsicher, findet aber zunächst keine bessere. Ich habe nun schon auf pag. 345 gesagt, daß ich unter voller Anerkennung der Beobachtungen und der objektiven Darstellung des Tatbestandes durch Repossi doch in der Deutung von ihm abweichen muß. Vor allem spricht dagegen die Lagerung des Dolomites.

„Die dolomitische Masse hat ihre größte Ausdehnung von O nach W. Sie erreicht in dieser Richtung zwei Kilometer, und das Streichen ihrer vertikalen oder stark nach N geneigten Schichten weicht wenig davon ab [3]). Die größte Mächtigkeit beträgt etwa 800 *m*. Schwieriger als in der Dolomitmasse ist die Schichtung, wenn überhaupt echte Schichtung darin vorhanden ist, in dem Marmor zu bestimmen. Sein mittleres Streichen scheint N 80 W zu sein, also ganz wenig verschieden (leggermente diversa) von dem der Dolomitzone, welche etwa O—W oder N 80 O streicht. Das Fallen geht steil nach Süden.“

Bei dieser Schichtstellung des Dolomites und der aus Repossis Karte hervorgehenden räumlichen Anordnung der Massen scheint mir eine Überschiebung über die ganze Serie der kristallinen Schiefer von Musso ausgeschlossen. Denkbar wäre höchstens Schuppenstruktur, indem eine südliche Scholle von kristallinen Schiefern mit Marmorlagern, gekrönt von einer transgredierenden Masse von Hauptdolomit, unter die nördliche Zone kristalliner Schiefer mit dem Kalkdolomit-

---

[1]) A. a. O., pag. 302. Die übrigen Autoren hielten den Marmor aber nur deswegen für archäisch, weil er kristallin ist und vernachlässigten der Kristallinität halber sogar Curionis Fossilfunde. W. Salomon.

[2]) Pag. 303.

[3]) Pag. 266. Von mir gesperrt.

zuge des Sass Pel geschoben wäre. Aber erstens sind wir dann wieder gezwungen anzunehmen, daß durch einen höchst merkwürdigen Zufall gerade der Kontakt des über den archäischen Marmor transgredierenden Hauptdolomites mit dem Marmor erhalten wurde, zweitens fehlt jede Erklärung für das Auftreten der muldenförmigen Kalkdolomitzone von Sass Pel—Dubino nördlich unseres Punktes, drittens sind bei dieser Erklärung überhaupt nur die lokalen Verhältnisse von Musso, nicht aber der geologische Bau der ganzen Zone berücksichtigt. Zieht man aber, wie unbedingt erforderlich, auch diesen heran, und macht man sich von dem doch in der Theorie von uns allen längst überwundenen Vorurteil frei, daß ein kristalliner Kalk bis zum Beweise des Gegenteiles für möglichst alt, also archäisch gehalten werden muß, so ergeben sich ganz andere Gesichtspunkte. Vor allen Dingen haben Theobald und Rolle auf Grund ihrer Kenntnis der fossilführenden und räumlich keineswegs weit entfernten Triasbildungen Graubündens übereinstimmend den Veltliner Hauptkalkzug wie seine Seitenzüge mit Bestimmtheit zur Trias gestellt. Natürlich war dabei die petrographische Beschaffenheit maßgebend, da Versteinerungen in den Veltliner Massen noch nicht gefunden, übrigens aber in den meisten Vorkommnissen auch noch gar nicht energisch gesucht worden sind. Unabhängig von beiden Forschern habe ich dann am Monte Padrio die in dieser Arbeit geschilderten Beobachtungen gemacht, die wieder auf Grund der petrographischen Beschaffenheit zu einer Parallelisierung mit einem bestimmten und sehr charakteristischen Schichtglied der räumlich etwa $15^1/_2$ *km*[1]) entfernten Trias der oberen Val Camonica[2]) führten. Bei Dubino hat Theobald aber nicht etwa bloß konstatiert, daß Kalke von der petrographischen Beschaffenheit der Triaskalke auftreten. Er hat auch deutlich muldenförmigen Bau der Masse nachgewiesen und an den Rändern der Mulde Äquivalente des Verrucano erkannt. Rolle hat zwar die Gliederung der Kalkmassen im einzelnen für zu weitgehend gehalten, erkennt aber ausdrücklich die Existenz einer Mulde und der Verrucanoäquivalente an. Ja, selbst aus den Untersuchungen von Repossi geht der muldenförmige Bau der Masse von Dubino hervor[3]), da eine innere dolomitische Zone von heller Farbe außen von schwärzlichem Kalk mit weißen Adern umgeben wird. Auch Repossi gibt an, daß die Farbe des Dolomites „simile a quello delle comuni dolomie triasiche“ ist. Bemerkenswerterweise hat Theobald bei Dubino auch Rauchwacken angetroffen, also genau wie ich am Monte Padrio, der ja zu demselben Zuge gehört.

Obwohl ich nun gewiß nicht verkenne, daß ohne die Auffindung von Versteinerungen ein zwingender Beweis für das triadische Alter der Veltliner Kalkmassen nicht gegeben werden kann, so scheint mir doch schon der gesamte bisher geschilderte Tatbestand nur eine wahrscheinliche Erklärung zuzulassen, nämlich die, daß in dem Zuge der Tonaleschiefer oder „pietre verdi“ ein System von eng aneinander gepreßten Isoklinalfalten vorliegt. Besonders die große Zahl der Kalkzüge von Teglio spricht dafür. Wir haben eines der ja nicht mehr seltenen Beispiele von „Concertinastruktur“ (Ziehharmonikastruktur). Derselbe Kalkhorizont kehrt nicht nur im Streichen immer wieder. Er wiederholt sich auch nördlich und südlich des Hauptzuges an allen den Stellen, wo die Einfaltung tief genug reichte, um innerhalb der von der Abtragung noch verschonten Gebirgsmasse Reste der alten Muldenkerne zu erhalten. Daß bei der enormen Kompression und Metamorphose der Gesteine[4]) vielfach eine Umwandlung des Kalkes in Marmor stattgefunden hat, ist nicht

---

[1]) Allerdings senkrecht zum Streichen.

[2]) Am Monte Elto

[3]) Pag. 300.

[4]) Die Metamorphose ist, wie Hammer weiter im Osten gezeigt hat, mitunter auf die Intrusivgesteine zurückzuführen.

wunderbar. Viel eher könnte man sich darüber wundern, daß die Kalke und Dolomite so häufig ihre ursprüngliche petrographische Beschaffenheit bewahrt haben, ja bei Musso noch deutliche bestimmbare Versteinerungen enthalten.

Offenbar umfassen aber nun die Kalke und Dolomite nicht bloß einen Horizont der Trias, sondern mehrere. Die Rauchwacken dürften dem Zellendolomit, die schwärzlichen Kalke dem Muschelkalk, die weißen Kalke und Kalkmarmorlager dem Esinokalk, vielleicht auch zum Teil dem Muschelkalk entsprechen. Die Dolomitmassen vertreten sicher zum Teil den Hauptdolomit, vielleicht auch teilweise noch dolomitisch entwickelte Schichten der Esinostufe. Daß diese Horizonte in den eng komprimierten, ausgewalzten und von Verschiebungsflächen durchsetzten Isoklinalmulden meist keine deutlichen Profile erkennen lassen, daß höhere und niedere Niveaus unvermittelt an Verschiebungsflächen aneinander grenzen und daß sogar hochmetamorphe Teile gelegentlich mit weniger metamorphen in direkten Kontakt kommen, das sollte man dabei eigentlich a priori erwarten. Und so glaube ich, ist es ungleich wahrscheinlicher, wenn man in dem Marmor und Dolomit von Musso verschiedene und verschieden stark metamorphosierte, an einer Verschiebungsfläche in Kontakt geratene Horizonte einer triadischen Schichtserie derselben Mulde sieht, als archäische und triadische Massen, die durch einen geradezu ungeheuerlichen Zufall miteinander in die innige räumliche Beziehung gelangt wären, die wir aus R e p o s s i s schöner Schilderung kennen.

In meiner kurzen vorläufigen Mitteilung über die alpino-dinarische Grenze [1]) habe ich als ein weiteres Argument für die Annahme mesozoischen Alters der in den Tonaleschiefern enthaltenen Kalkzüge „die völlige Übereinstimmung mit den ‚pietre verdi' der westlichen piemontesischen Alpen" angeführt. Mit diesem allerdings sehr kurzen und darum mißverständlichen Ausdruck meinte ich nun keineswegs, wie von verschiedenen Seiten angenommen worden ist, eine völlige Übereinstimmung der petrographischen Typen und ihrer Mengenverhältnisse im einzelnen. Ich habe vielmehr damit nur zum Ausdruck bringen wollen, was mir auch heute noch zu Recht zu bestehen scheint, nämlich die in beiden Gebieten auffällige Mengung von präpalaozoischen kristallinen Schiefern mit kristallinen, aber nachgewiesenermaßen zum Teil sicher mesozoischen Kalkzügen und mit Eruptivgesteinen, von denen ein sehr wesentlicher Teil basischen Charakter trägt und dadurch die Veranlassung zur Prägung des Namens „pietre verdi" durch G a s t a l d i [2]) gegeben hat. In beiden Gebieten ist ein erheblicher Teil der Eruptivgesteine intrusiv, in beiden ein erheblicher Teil geschiefert, ganz abgesehen davon, daß denn doch trotz der räumlichen Entfernung eine sehr große Anzahl von sonst in den Alpen seltenen Eruptivgesteinstypen in beiden übereinstimmend wiederkehrt. Aus diesen Tatsachen möchte ich auch heute noch schließen, daß beide Gebiete ähnliche geologische Schicksale gehabt haben und daß in diesem Sinne mein oben angeführter Schluß auf das mesozoische Alter der übrigen Kalkzüge der Tonaleschiefer nicht ungerechtfertigt war. Haben doch auch auf italiänischer Seite so eingehende und sorgfältige Untersuchungen, wie A r t i n i s und M e l z i s „Ricerche petrografiche e geologiche sulla Valsesia", ihre Autoren zu der Überzeugung von der Übereinstimmmung des Ivreazuges mit den pietre verdi der westlichen piemontesischen Alpen gebracht [3]). A r t i n i und M e l z i sagen nämlich ausdrücklich, obwohl sie gewisse petrographische Unterschiede deutlich hervorheben: „Un apprezzamento dell' età di tutta questa formazione, poichè non siamo stati fortunati abbastanza per poterci fondare sul criterio paleontologico, non si può fare

[1]) S a l o m o n 1905, pag. 312.

[2]) Studi geologici sulle Alpi occidentali. Mem. Com. Geol. 1871, I. Bd., pag. 18 u. f.

[3]) Mailand 1900, Mem. R. Istituto lombardo, pag. 382. Man vergl. übrigens auch A r g a n d, Comptes rendus 26. II. 1906, 12. III. 1906 u. 26. III. 1906.

che per via di confronti. E il confronto dimostra nel modo piu sicuro che queste forme sono, non solo analoghe, ma identiche a quelle pietre verdi delle Alpi occidentali che in seguito ai recenti studi dei rilevatori del Comitato geologico vanno riferite complessivamente al trias ed al lias"[1]).

Es hat sich nämlich hinsichtlich der Kalkzüge innerhalb dieses letzteren Gebietes dank den eingehenden und vorzüglichen Untersuchungen[2]) Franchis, Stellas und Novareses genau derselbe Umschwung in der Altersbestimmung vollzogen, den ich auch für den Ivrea-Tonalezug für notwendig halte. Durch die unausgesetzten Bemühungen der genannten Forscher ist es gelungen in den früher gleichfalls für archäisch gehaltenen Marmorzügen triadische und liassische Versteinerungen aufzufinden und damit den unanfechtbaren Nachweis zu liefern, daß die Zone Gesteine von jungem, mesozoischem Alter neben älteren, und zwar wahrscheinlich auch dort paläozoischen und präpaläozoischen Bildungen enthält.

Wir können also wohl, gestützt auf die paläontologischen Funde in Piemont und der Lombardei (Musso), auf die petrographische Beschaffenheit nicht bloß einzelner Massen (Monte Padrio), sondern ganzer Profile (Dubino) und auf die Lagerung unserer Vorkommnisse behaupten, daß sicher in den Kalkmassen und den sie umgebenden Schiefern der Tonaleschiefergruppen triadische Bildungen enthalten sind, sicher auch ältere paläozoische und präpaläozoische Bildungen und daß also tatsächlich, wie ich es schon 1899 angenommen, die Zone der Tonaleschiefer „eine in das Phyllitgebirge[3]) eingebrochene oder eingefaltete, vielleicht dynamometamorph stark veränderte Zone von Trias und älteren Bildungen" ist.

Ich hoffe, daß sich nunmehr auch mein sehr geschätzter Kollege Herr Dr. W. Hammer davon überzeugen wird, daß er wohl ein zu strenger Richter war, als er meine damalige Vermutung als „so sehr in der Luft hängend" bezeichnete[4]). Gerade Hammer hat übrigens durch den bereits zitierten Nachweis von schwarzen und grünen, echt klastischen Gesteinen, die er geradezu als „Grauwacken" bezeichnet, gezeigt, daß auch östlich des Tonale nicht alle alten Sedimente der Zone kristallin geworden sind. Und es dürfte zurzeit immerhin wahrscheinlicher sein, daß auch diese Grauwacken postarchäischen Alters sind, als daß sie dem Archaikum angehören[5]).

---

[1]) Von mir gesperrt.

[2]) S. Franchi, Sull' età mesozoica della zona delle pietre verdi nelle Alpi occidentali. Boll. Com. geol. 29, 1898, Nr. 3–4. — S. Franchi u. G. di Stefano, Sull' età di alcuni calcari e calcescisti fossiliferi delle valli Grana e Maira nelle Alpi Cozie. Boll. Com. geol. Ital. 27, 1896, pag. 171—180. — S. Franchi, Ancora sull' età mesozoica della zona delle pietre verdi nelle Alpi occidentali. Boll. Com. geol. 1904, pag. 125 u. f. — A. Stella, Calcari fossiliferi e scisti cristallini dei Monti del Saluzzese nel così detto elissoide gneissico Dora-Maira. Ebenda 1899, Nr. 2. — V. Novarese, Rilevamento geologico del 1895 nella Val Pellice (Alpi Cozie). Boll. Com. geol. Ital 27, 1896, Nr. 3. — Ders., Relazione sul rilevamento eseguito nelle Alpi occidentali (Valli dell' Orco e della Soana) nella campagna del 1893. Boll. Com. geol. Ital. 1894, pag. 21. — Ders., Nomenclatura e sistematica delle roccie verdi nelle Alpi occidentali. Boll. Com. geol. 1895, Nr. 2. — Ders., La grafite nelle Alpi piemontesi. Atti R. Accad. Scienze Torino 1905, 16 Seiten, Bd. 40, und viele andere Arbeiten derselben Autoren, sowie Zaccagnas und Mattirolos.

[3]) Nur diesen Namen würde ich jetzt durch „Schiefergebirge" ersetzen.

[4]) 1905, pag. 6.

[5]) Die von Weinschenk („Tiroler Marmorlager", Z. für prakt. Geologie 11, 1903, pag. 131 u. f.) aufgefundenen Crinoiden des Laaser Marmors berücksichtige ich absichtlich hier nicht, weil nicht feststeht, ob dieser noch zur eigentlichen Zone der Tonaleschiefergruppe gehört. Dagegen dürften die von Hammer (Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1902, pag. 322 und 323) beschriebenen Rauchwacken- und Gipslager nördlich von Val Furva wohl auch mit den sie einschließenden Schiefern zusammen noch zur Tonaleschieferzone gehören und schwerlich archäischen Alters sein. Die Einschaltung in „Serizitphyllite" und „Serizitschiefer" ist doch kein Beweis für ein so hohes Alter (vergl. Hammer a. a. O., pag. 326).

B. Perm.

An allen Stellen, an denen über den kristallinen Schiefern der Adamellogruppe jüngere Bildungen erhalten sind, liegen diese diskordant[1]) auf ihrer Unterlage und sind, wenn wir von den Porphyrlaven absehen, klastischer Natur. Ihre untere Grenze ist daher überall leicht zu ziehen. Wo früher angeblich Übergänge in die kristallinen Schiefer beobachtet wurden[2]), beruht das auf petrographischen Ähnlichkeiten, die indessen bei mikroskopischer Untersuchung sofort verschwinden. Viel schwieriger ist die obere Grenze zu ziehen, wie weiterhin gezeigt werden soll.

Die untere Grenzfläche trägt den typischen Charakter der Abrasionsflächen. Oft ist ein Basalkonglomerat über ihr entwickelt. Es ist dieselbe Abrasionsfläche, die man durch einen großen Teil der Alpen verfolgen kann und über der teils karbonische[3]), teils permische Ablagerungen auftreten[4]). Untersuchen wir die Natur dieser Abrasion[5]), so ist zunächst die Tatsache festzustellen, daß im allergrößten Teil der Ostalpen die unmittelbar transgredierenden Bildungen von Versteinerungen nur Landpflanzen, Estherien oder Fährten enthalten. Das gilt auch von den permischen Bildungen der Adamellogruppe trotz ihrer großen Mächtigkeit. Weiter ist festzustellen, daß die Abrasionsfläche uneben ist. Geht man von Sellero auf der Westseite der mittleren Val Camonica nach Süden, so beobachtet man, daß schon nach dem Eintritt in die klastischen Massen noch zweimal, und zwar zum Teil umfangreiche, auch auf der Karte zum Ausdruck kommende Aufschlüsse der kristallinen Schiefer wiederkehren. Allerdings sind die Aufschlußverhältnisse südlich Sellero unklar, wie auf pag. 53 gezeigt worden ist. Auch könnte man die beschriebenen Erscheinungen durch Repetition an Verwerfungen erklären wollen, aber dieselbe Beobachtung machte ich auch auf der Straße, die von Garda[6]) nach Rino[6]) führt. Auch da geht der Weg aus den Edoloschiefern, geologisch gesprochen, aufwärts in das Permsystem hinein. Nach einiger Zeit aber trifft man mitten in den klastischen Gesteinen eine nicht unbeträchtliche Zone von kristallinen Edoloschiefern an, auf die von neuem die permischen Bildungen folgen[7]). Ganz ähnliche Verhältnisse wie an den geschilderten Punkten beobachtet man endlich auch zwischen Malonno und Paisco auf dem rechten Oglioufer. (Vergl. pag. 103.)

In allen drei Fällen handelt es sich also wohl um klippen- oder bergartig emporragende Teile der kristallinen Unterlage. Auch das Auftreten eines völlig isolierten Denudationsreliktes permischer Bildungen am Poggio la Croce[8]) deutet unregelmäßig wellige Gestalt der Abrasionsfläche an. Dagegen ist der Aufschluß von kristallinen Schiefern mitten im Perm des M. Zucchello (pag. 72—73) nur ein gewöhnliches Erosionsfenster. — Die sogenannten „Konglomerate" der permischen Bildungen der Adamellogruppe bestehen nach meinen Erfahrungen oft aus eckigen oder doch unvollständig gerundeten Trümmern. Sie sind meist mit viel mehr Recht als

---

[1]) Diskordanz nachgewiesen am Pizzo Garzeto, bei Paspardo, nahe dem Lago d'Arno, bei Garda, Zassa, Malonno—Ogliobrücke, Monte Elto usw.

[2]) Cozzaglio nahm zum Beispiel einen solchen Übergang bei Lava in der Val Camonica an (1894, pag. 30).

[3]) Manno bei Lugano, Steinacher Joch.

[4]) Val Trompia, Tregiovo.

[5]) Während ich die Bezeichnung „Abrasion" früher, wie meist üblich, nur in dem Sinne von „mariner Abrasion" gebrauchte, hat mich mein verehrter Kollege, Prof. Hettner, davon überzeugt, daß es zweckmäßiger ist, sie neutral zu verwenden. Ich unterscheide also jetzt wie er „marine" und „subaerische" Abrasion.

[6]) Ostseite der Val Camonica unterhalb Edolo. Vergl. pag 98.

[7]) Vergl. *G.* Die Begrenzung der Edoloschiefer ist schematisch.

[8]) Nördlich Berzo Demo bei Cedegolo in der Val Camonica. Vergl. pag. 101.

45*

„Breccien" zu bezeichnen und stimmen in dieser Hinsicht genau mit vielen der gleichalterigen grobklastischen Bildungen des Odenwaldes, Schwarzwaldes und der bayrischen Pfalz, soweit mir diese bekannt geworden sind, überein.

Die Mächtigkeit der Permbildungen des Adamellogebietes wechselt außerordentlich stark und auf sehr geringe Entfernungen. Bei Tinerli schätze ich sie auf 300 *m*, bei Paspardo auf etwa 480 *m*[1]). Geht man aber auf der Nordseite des Monte Colombè zum Lago d'Arno, so trifft man westlich dieses Sees nur noch eine ganz schmale Zone von Perm an; und ebenso ist am Nordrande der Saviorebucht vielfach das Perm nur ganz unbedeutend entwickelt. Es kann das nun allerdings dort, wo das Perm in direkten Kontakt mit dem Tonalit tritt, darauf beruhen, daß erhebliche Massen in den flüssigen Tonalit versunken sind[2]). In der Hauptsache ist der Wechsel aber sicher durch primäres An- und Abschwellen der Permmassen zu erklären, da ja das Schichtprofil vielfach noch das normale Liegende und Hangende des Perms enthält.

Noch auffälliger ist der Mächtigkeitswechsel zwischen Val Daone und Val di Breguzzo. Bei Triveno in der letzteren ist das im normalen Schichtenverbande aufgeschlossene Perm höchstens 50 *m* mächtig, bei Pracúl in der Val Daone aber, in einem Abstande von 9—10 *km*, 600—700 *m*.[3]) Noch mächtiger wird es in den südlichsten Teilen der Adamellogruppe. In Val Giulis hat es wenigstens 700 *m* Mächtigkeit über dem Porphyr; und zwischen Bagolino und Campras di mezzo im Caffarotale wurde es, wenn nicht Repetitionen durch Störungen vorliegen, sogar 4180 *m* Mächtigkeit erreichen. Zu ähnlichen Riesenzahlen würde man auch zwischen Monte Colombine und Prestine kommen. Indessen habe ich schon im lokalen Teile gezeigt, daß diese abnorm großen Zahlen wohl unrichtig sind und daß eine mehrfache Repetition großer Teile des freilich auf jeden Fall sehr mächtigen Perms vorliegen dürfte.

Alle diese Tatsachen zusammen machen es höchst wahrscheinlich, daß die Abrasion des präpermischen Gebirges nicht durch das Meer, sondern an der Luft stattfand und daß die transgredierenden permischen Schichten auf dem Festlande zum Absatz gelangten[4]).

Die Abrasionsfläche ist ein subaërisch gebildetes Peneplain.

α) Petrographische Beschaffenheit und Bildungsmedium des Perms.

Schon im Jahre 1894 habe ich in einer besonderen, in italiänischer Sprache erschienenen Arbeit[5]) die Gesteinsbeschaffenheit der permischen Ablagerungen der Val Daone eingehend geschildert und zum Vergleich auch einige Gesteinstypen aus der Val Caffaro und der Val Camonica (Capo di Ponte und Rino) beschrieben. In demselben Jahre publizierte auch Rina Monti[6]) eine Beschreibung von vier dem Perm der Val Camonica angehörigen, von Cozzaglio gesammelten Handstücken, von denen drei als Sandstein, das letzte als „brecciola porfirica", porphyrführende Breccie, bezeichnet wurden. Ich will hier die Ergebnisse kurz zusammenfassen und, soweit es mir im Rahmen dieser Arbeit notwendig erscheint, ergänzen.

---

[1]) Die Grundlagen dieser Berechnung vergl. man in Salomon, 1897, II., pag. 157.

[2]) Zum Beispiel westlich des Lago d'Arno.

[3]) Lepsius (1878, pag. 37) schätzt es mit 1000' dort nach meinen Beobachtungen zu gering. Vergl. pag 203

[4]) Das gilt fast für das ganze Gebiet der Ostalpen. Nur in der Trogkofelregion in Karnten fand bekanntlich zuerst die Ablagerung mariner altpermischer Bildungen statt.

[5]) Salomon, 1894

[6]) 1894, pag. 25—28 des Sonderabdruckes.

Von den übrigen Permgebieten der Adamellogruppe unterscheidet sich der nördlichste Zug, der zwischen Rino und Garda auf der einen, Lava und dem Aglionetal auf der anderen Seite die Val Camonica durchquert, in auffälliger Weise durch besondere Gesteinstypen. Icb will diesen Zug im folgenden als die Permzone von Garda—Rino bezeichnen und sehe zunächst bei der petrographischen Beschreibung von ihm ab. In den übrigen Gebieten herrschen im allgemeinen dickbankige, feinkörnige Gesteine vor, die teils als Sandsteine, und zwar wesentlich Quarzsandsteine, teils als Grauwacken zu bezeichnen sind[1]). Daneben treten dichte Quarzsandsteine, beziehungsweise Quarzite und besonders häufig Tonschiefer, Schiefertone und dichte Grauwackenschiefer auf. Für die Ton- und Grauwackenschiefer ist es innerhalb der Adamellogruppe charakteristisch, daß die ursprüngliche Schichtung wohl fast stets durch eine Transversalschieferung und -klüftung unkenntlich gemacht wird[2]). Endlich finden sich auch gröbere klastische Gesteine, wie bereits erwähnt, und zwar teils in der Form von Basalbildungen, teils mitten in den Schichtkomplex eingeschaltet. Ob diese groben Zwischenlagen ähnlich wie die Geröllschichten des Buntsandsteines im westlichen Deutschland konstante Niveaus einhalten oder nicht, das läßt sich beim gegenwärtigen Stande unserer Kenntnis nicht sagen. Die grobklastischen Gesteine enthalten nach meinen Beobachtungen, wie schon angeführt, oft keine vollständig gerundeten Fragmente, sondern mehr eckige oder kantengerundete Stücke, so daß ihre Bezeichnung als Konglomerate sehr häufig nicht gerechtfertigt ist. Als Gerölle treten nach meinen Erfahrungen besonders Phyllite, Quarzlagenphyllite, Quarzite (wohl aus den Quarzlagenphylliten), Glimmerschiefer und Gneise, an vielen Stellen aber auch Quarzporphyre auf. In der obersten Val Breguzzo bei Triveno enthält das Perm Gerölle von grobkörnigen Hornblendegesteinen, die äußerlich zum Teil den „Schlierenknödeln" des Tonalites ähnlich werden[3]). Echte Tonalitgerölle oder echte Kontaktgesteine des Tonalites habe ich niemals darin finden können.

Was die Farben der aufgeführten Gesteine betrifft, so herrschen in der südöstlichen Region, insbesondere in der unteren Val Daone und in Val Giulis rötliche, stellenweise sogar intensiv rote Farbentöne vor. Es sind das bemerkenswerterweise die Gegenden, in denen größere Porphyrmassen im Perm auftreten. Bei Capo di Ponte in der Val Camonica und in der unteren Val Caffaro herrschen dagegen graue, braune, grünliche, gelegentlich auch ins Violette spielende Farbentöne vor. Rötliche Varietäten sind dort nur selten vorhanden.

Die echten Grauwacken treten hauptsächlich in den porphyrfernen Gebieten auf und können in diesen sogar einen recht beträchtlichen Anteil an der Zusammensetzung des Gebirges haben.

Lepsius[4]) und Gümbel[5]) konstatierten, daß in der Val Trompia und der Val Caffaro in den unteren Schichten der permischen Ablagerungen die roten Farben selten sind, in den oberen vorherrschen. Sie nahmen daher eine Zweiteilung der Ablagerungen vor und unterschieden die grauen und grünlichen älteren tonschieferreichen Schichten als Rotliegendes von dem von ihnen als

---

[1]) Ich verstehe unter „Grauwacke" feste, nicht ganz hell gefärbte Sandsteine, an deren Zusammensetzung nicht bloß Quarzkörnchen (Quarzsandstein = gemeiner Sandstein s. str.) oder Quarzkörnchen und Feldspat (Feldspatsandstein), sondern auch noch Bruchstückchen präexistierender fremder Gesteine, besonders gern Thonschiefer, oder von solchen herrührende fein zerriebene Partikelchen, stark beteiligt sind.

[2]) Zum Beispiel bei Sellero, Paspardo, Rino, Daone.

[3]) Man vergl. darüber pag. 176.

[4]) 1878.

[5]) 1880.

„Buntsandstein" aufgefaßten roten Grödener Sandstein[1]). Ich glaube im Gegensatz dazu, daß eine solche Teilung nicht durchführbar ist, da in der Val Camonica auch in Gegenden, wo fossilführende Werfener Schichten über dem Perm entwickelt sind, dennoch die rote Farbe ausbleibt und auch keine sonstigen petrographischen oder gar paläontologischen Unterscheidungsmerkmale innerhalb des unter den Werfener Schichten folgenden Komplexes bekannt sind. Die rote Farbe scheint mir vielmehr überall da vorhanden zu sein, wo das Sediment sein Material wesentlich dem aufgearbeiteten Porphyr entnahm. Sie scheint zu fehlen, wo das nicht der Fall war. Daß es vorkommt, daß Porphyr unmittelbar von grauem oder grünem Sediment überlagert wird, ist natürlich kein Gegenbeweis gegen diese Annahme. Die roten Permschichten sind also für mich nur Fazies der grauen, grünlichen und braunen. Allerdings ist die rote Fazies („Grödener Sandstein") innerhalb der Adamellogruppe anscheinend hauptsächlich in der jüngeren Permzeit gebildet worden.

Die rote Fazies stimmt nun petrographisch mit dem Buntsandstein Deutschlands auf das genaueste überein. Geht man in der Val Giulis von Condino kommend aufwärts oder untersucht man die Hänge der untersten Val Daone, so ist die Ähnlichkeit geradezu überraschend groß. Besonders in der untersten Val Giulis könnte man glauben die allerdings ins Riesenhafte vergrößerten Steinbruchwände des unteren Neckartales vor Augen zu haben. Die roten Tongallen[2]) des Buntsandsteines, seine diskordante Schichtung, die Geröll-Lagen, die kugelförmigen Konkretionen des Kugelsandsteines, in Val Giulis übrigens noch kalkführend[3]), sogar die Wellenfurchen und Sonnenrisse kehren genau in derselben Weise wieder. Man kann unter diesen Umständen nicht umhin, beiden Bildungen die gleiche Entstehung zuzuschreiben. Offenbar unterscheidet sich aber nun die nicht rote Fazies des Perms in der unteren Val Caffaro, in Val Trompia und Camonica trotz der abweichenden Farbe in der Entstehungsart nicht von dem Grödener Sandstein. Alle diese Bildungen müssen isopisch sein. Fragt man aber nach der Bildungsstätte, so scheinen mir die darin auftretenden Organismenreste und -spuren ebenso wie die bereits geschilderte petrographische Beschaffenheit eine Entstehung auf dem Lande zu beweisen. In dem ganzen weiten Gebiet sind nur Landpflanzen[4]), niemals marine Pflanzen gefunden worden. Zu den Pflanzenresten gesellen sich Tierfährten von Chirotherium-artiger Form[5]) und Estherien, also genau die Vergesellschaftung wie im deutschen Buntsandstein. Sobald man aber im Profile autwärts steigend die petrographisch abweichenden Werfener Schichten erreicht, trifft man auch sofort marine Muscheln und Schnecken in oft großer Zahl an. Das kann kein Zufall sein. Vergleicht man also alle in diesem Abschnitt aufgezählten Angaben über die petrographische Beschaffenheit, die Mächtigkeit und Fossilführung unserer Bildungen sowie über die Form ihrer Unterlage, so drängt sich wohl unausweichlich der Schluß auf, daß wir es hier mit terrestrischen Bildungen zu tun haben.

Im allgemeinen ist die Schichtung der permischen Bildungen so grob, daß man sie in der Nähe gar nicht oder doch nur unsicher bestimmen kann. Steht man aber auf dem gegenüberliegenden Talgehänge, dann tritt sie deutlich und scharf hervor. So sieht man zum Beispiel vom

---

[1]) Auch Baltzer (Geologie des Iseosees, pag. 79) steht auf diesem Standpunkt, gibt aber zu, daß er, „wo die Walchienschiefer fehlen, die permischen Sandsteine und Konglomerate nicht von den Untertriassandsteinen und Konglomeraten zu trennen" vermag.

[2]) Violettgraue Tongallen sah ich im Sandstein unterhalb Paspardo.

[3]) Ähnlich habe ich das auch an Kugelkonkretionen im Vogesenkulm beobachtet.

[4]) Suess, Über das Rotliegende im Val Trompia. Sitzungsber. d. Wien. Akademie, Math.-naturw. Kl. 1869. Dort auch ältere Literatur. Gümbel 1880, pag. 172. Curioni 1878, l., pag. 98.

[5]) Gümbel 1880, pag. 191. Vergl. auch Curioni 1878, l., pag. 97.

Osthange der Val Camonica sehr schön die Schichtung im Perm des Pizzo Garzeto, von diesem prachtvoll die des Monte Colombè, hat aber an beiden Orten die größte Schwierigkeit die Lagerung der unter den Füßen befindlichen Permgesteine zu ergründen [1]). Und diese Schwierigkeit wird noch dadurch erhöht, daß transversale Klüftungen in den Sandsteinen und Grauwacken häufig, Transversalschieferung in den diesen eingelagerten Schiefertonen und Tonschiefern, wie schon erwähnt, die Regel ist.

Die grobe Bankung des Perms und die noch zu beschreibende Dünnschichtigkeit der Werfener Schichten sind an manchen Stellen das einzige Mittel um die obere Grenze des ersteren zu ziehen. Denn gerade in der Oberregion des „Grödener Sandsteines“ stellen sich vielfach zwischen den Saadsteinen Einlagerungen von roten Schiefertonen und Tonschiefern ein, die petrographisch von den analogen Bildungen der Werfener Schichten ununterscheidbar sind. So besteht das oberste Perm der Chieseschlucht oberhalb Creto aus groben, zum Teil über $1^{1}/_{2}$ *m* mächtigen Quarzsandsteinbänken von hellgrauer bis weißer Farbe, zwischen die sich einzelne Konglomeratbänke und transversal geschieferte Zwischenlagen von rotem, glimmerreichem Tonschiefer einschalten. Bei Praso besteht der oberste Teil des „Grödener Sandsteines“ aus dickbankigem rotem Sandstein mit intensiv roten und rotbraunen, an die Werfener Schichten erinnernden Zwischenlagen. Das gleiche gilt von der Umgebung von Daone und vielen anderen Punkten.

b) Porphyr.

Es ist nicht meine Absicht, an dieser Stelle eine petrographische Beschreibung der Porphyre zu geben. Es mag hier hauptsächlich nur auf ihre Verbreitung Lagerungsform und stratigraphische Stellung hingewiesen werden.

Im Kartengebiet tritt normaler Porphyr an drei Stellen auf, im Grunde der Val Daone oberhalb des Ponte di Murandin [2]), im Grunde der Val Ginlis südlich der Cima Marese und in der Val Rendena, südlich von Verdesina. Außerdem aber findet er sich noch in den südlicheren nicht mehr mitkartierten Gebieten der Adamellogruppe an den im folgenden aufgeführten Stellen.

Im Caffarotal steht unterhalb der Capella S. Carlo etwa in der Gegend der Malga Serra Caprile rötlicher Porphyr mit Feldspateinsprenglingen an, von dem Gümbel [3]) behauptet, daß er in die Permschichten als „schwaches Lager“ eingeschaltet sei. Ebenso bemerkt Gümbel, daß weiter oberhalb, und zwar „etwa in der Mitte zwischen den Mündungen von Val Scaglie und Val Bruffione ein zweites jüngeres Porphyrlager zwischen dem Schichtgestein eingeklemmt sich bemerkbar macht“ [4]). Ich habe diesen zweiten auch von Curioni bereits erwähnten Porphyr nicht im Anstehenden untersucht, habe aber auf dem Wege viele rotgefärbte Blöcke davon angetroffen.

Besser bekannt als diese Vorkommnisse ist der Porphyr am Südfuße des Monte Colombine in der Val Trompia. Er ist besonders eingehend von Curioni [5]), Suess [6]), Gümbel [7]), Lepsius [8])

---

[1]) Das gilt zum Beispiel auch von dem Perm südlich von Cimego und in der Umgebung von Daone.

[2]) Vergl. pag. 198, wo auch die ganze ältere Literatur zitiert ist. Gerölle von Porphyr treten auch in den Konglomeraten an der Ausmündung von Valbuona di Daone auf.

[3]) 1880, pag. 171. Vergl. auch Curioni 1878, I., pag. 99. Lepsius hält dies Vorkommnis ebenso wie andere für intrusiv. 1878, pag. 155 u. a. a. O.

[4]) Ebenda, pag. 173—174.

[5]) Vergl. 1878, I., pag. 93 u. f. Dort auch seine älteren Arbeiten zitiert.

[6]) Über das Rotliegende im Val Trompia. Sitzungsber. d. Wien. Akad. 1869, pag. 107 u. f.

[7]) 1880, pag. 188 u. f.

[8]) 1878, pag. 313, Taf. X, Prof. 25.

beschrieben worden, und auch ich habe ihn an Ort und Stelle kennen gelernt[1]). Es scheint mir nicht mehr zweifelhaft, daß an dieser Stelle der Porphyr in der Tat, wie Suess annahm, als Decke über dem abradierten Phyllitgebirge lagert. Wie schon früher von mir kurz angegeben und im lokalen Teile dieser Arbeit ausführlich geschildert, liegen nämlich unmittelbar auf dem Porphyr grandige Schichten, die aus Porphyrmaterial bestehen, zum Teil auch größere Porphyrtrümmer enthalten. Ob man diese Bildungen als Tuffe zu deuten hat oder als mechanisches Sediment, ist gleichgültig. Jedenfalls beweisen sie, daß sie selbst wie sämtliche übrigen permischen Bildungen bis zum Kamm des Gebirges jünger als die Porphyrmassen sind. Ich hebe das hervor, weil man ja eine Zeit lang geneigt war, den Porphyr als eine jüngere Intrusion aufzufassen.

Steigt man über den nördlich das Trompiagebiet begrenzenden Gebirgskamm hinweg ins Grignatal, dann trifft man auf beiden Ufern des Torrente Travagnolo nahe seiner Einmündung in die Grigna von neuem roten Quarzporphyr anstehend und vermutlich in die permischen Sedimente als Decke eingeschaltet. Ja, weiter westnordwestlich folgt mitten im Perm noch einmal Porphyr, der von mäßig NW fallenden Permsandsteinen und -konglomeraten über- und anscheinend auch unterlagert wird[2]). Ich wage es nicht zu entscheiden, ob diese drei Porphyrvorkommnisse einem oder verschiedenen Vorkommnissen angehören. Das riesige Permgebiet zwischen Val Trompia und dem unteren Grignatale ist eben so gut wie unerforscht und bedarf zur Entscheidung dieser Frage noch eingehender Untersuchungen.

Die geschilderten Vorkommnisse verbinden den Porphyr der Val Trompia mit dem der Val Camonica. Dort steht nach Lepsius[3]) und Cozzaglio[4]) bei Sacca im Perm typischer grünlicher Quarzporphyr an. Ebenso findet sich bei Gratacasolo nahe dem Iseosee Porphyr in einer ziemlich mächtigen Masse, die schon von Curioni[5]) als „porfido euritico" aufgeführt wird und die auch Baltzer erwähnt[6]). Nach der Darstellung, die Cozzaglio[7]) auf seiner sehr verdienstlichen kleinen Karte und in seinen Profilen gibt, dürfte es sich sowohl bei diesem Vorkommnis wie bei dem von Sacca und dem noch westlich des Oglio gelegenen von Sorline um Lager handeln; und zwar hat es den Anschein, als ob zwei Lager von etwas verschiedenem Alter vorhanden seien.

Es bleiben noch die Quarzporphyrvorkommnisse östlich der Val Caffaro zu erwähnen. Bei Condino im südlichen Judikarien steht am westlichen Gehänge Quarzporphyr in beträchtlichen Massen an und soll nach Lepsius[8]) den Hang des unteren Chiesetales bis zum Ponte di Caffaro als ein geschlossener Zug von 1000—1500 Fuß Höhe begleiten. Ich habe dieses ausgedehnteste Porphyrgebiet der Adamellogruppe im weiteren Sinne nur bei Condino selbst ganz flüchtig begangen und verweise daher auf die bereits zitierte Darstellung bei Lepsius und auf dessen Karte. Es ist nach dieser derselbe Zug, den wir schon im Caffarotale bei der Capella di San Carlo angetroffen haben, der mir aber dort viel weniger breit zu sein scheint, als dies die

---

[1]) 1896, pag. 1038.

[2]) Vergl. auch Salomon 1896, pag. 1038. Baltzer, der denselben Weg wie ich gegangen ist, hat den Porphyr wohl infolge starker Schneebedeckung nicht zu sehen bekommen. Vergl. Geologie der Umgebung des Iseosees. Geol. u. palaont. Abhandl. IX, pag 78. 1901.

[3]) 1878, pag. 155.

[4]) 1894, pag. 21 des Sonderabdruckes.

[5]) 1878, I., pag. 104.

[6]) Pag. 75.

[7]) 1894, vergl. auch die leider sehr kurzen Anmerkungen auf pag. 21.

[8]) 1878, pag. 229.

Lepsiussche Karte darstellt. Nach der Cozzaglioschen Karte findet der Quarzporphyr von San Carlo im Caffarotale seine ununterbrochene Fortsetzung in dem Porphyr des Monte Colombine und läßt sich von dort wieder ohne Unterbrechung bis fast in die Gegend von Darfo in der Val Camonica verfolgen. Es wäre sehr wünschenswert, daß dieses ausgedehnte Porphyr- und Permgebiet endlich einmal eine spezielle Bearbeitung erführe, wie sie weder Cozzaglio noch mir möglich war.

Riva[1]) hat noch eine Anzahl von Porphyrvorkommnissen petrographisch beschrieben, eine geologische Schilderung ihres Auftretens aber nicht gegeben, so daß ich mich hier darauf beschränke, die Fundorte mitzuteilen. Es sind 1. in der Val Caffaro und in ihren Nebentälern: α) Rio di Vaja bei den Fienili Fusi; β) ebendort bei den Häusern von Fondo Vaja; γ) Casinetto di Bromino, zwischen dem Monte Bagoligolo und dem Molter di Bromino; δ) oberhalb der Pozza dell'Orso in Val Sanguinera; ε) bei Stabul Caldo in Val di Scaglie; ζ) oberhalb Stabul Caldo; η) bei Malga Serra Caprile (oberhalb der Kapelle von S. Carlo[2]); ϑ) Monte Carena oberhalb des Cerreto; ι) Monte Carena oberhalb des Rio Ermus; 2. in Val Trompia bei San Colombano; 3. in Val Daone zwischen Ponte di Murandin und Canale di Pasten.

Von diesen Vorkommnissen ist 1. η) identisch mit dem vorher aufgeführten, schon Gümbel, Lepsius und mir bekannten Lager der unteren Val Caffaro. 1. α), β) gehören vermutlich der westlichen, 1. ϑ) und ι) der östlichen Fortsetzung desselben Lagers an. 1. ε), ζ) sowie γ) und δ) scheinen zu dem gleichfalls vorher erwähnten nördlicheren Porphyrzuge zu gehören, den Gümbel und ich zwischen Val Scaglie und Val Bruffione trafen; 2. gehört jedenfalls zu der östlichen Fortsetzung des Porphyrzuges vom Monte Colombine; 3. ist das auf *G* eingetragene Vorkommnis im Grunde der Val Daone. Das Rivasche Material davon stammte von mir.

Lepsius zeichnet auch noch am Monte Dolo östlich des mittleren Caffarotales und an der Romentera im Sorinatale zwei isolierte Vorkommnisse von Quarzporphyr ein. Das letztere könnte zum Zuge der Val Scaglie gehören. Damit ist aber die Reihe der bisher bekannten anstehenden Porphyrvorkommnisse des für diese Arbeit in Betracht kommenden Gebietes erschöpft.

Auffällig ist dabei das scheinbare Fehlen des Porphyres in dem ganzen nördlichen Permzuge von Garda—Rino und in dem mittleren ausgedehnten Permgebiete von Paspardo—Monte Elto. Wir werden aber bald sehen, daß die Serizitschiefer und -quarzite des Zuges von Garda—Rino metamorphe Quarzporphyre sind. Außerdem sind auch in diesen Gebieten Porphyrtrümmer in den grobklastischen Permbildungen nachweisbar. Ich selbst konnte schon 1896[3]) mehrere Stellen angeben, an denen sich Porphyr an der Bildung der Breccien, beziehungsweise Konglomerate beteiligt. Heute sind mir folgende Punkte bekannt:

I. Nördlichster Permzug. 1. westlich des Oglio zwischen Malonno und Odecla; stark deformiertes Konglomerat; 2. ebendort nach Cozzaglio[4]) und Monti[5]) Breccie mit Porphyr und Quarz; 3. bei Lovéno im Aglionetale Konglomerat; 4. östlich des Oglio im Baitonegebiet Permkonglomerat mit Porphyr, kristallinen Schiefern, Quarz.

II. Mittlerer Permzug. Nach Monti[6]) finden sich im permischen Sandstein oberhalb Grevo

---

[1]) 1896, I, pag. 161—166.

[2]) Riva und die neue italiänische Karte in 1:25.000 schreiben Carlo.

[3]) Pag. 1038.

[4]) 1894, pag. 8 des Sonderabdruckes.

[5]) 1894, pag. 27 des Sonderabdruckes.

[6]) A. a. O., pag. 25.

kleine Gerölle von Quarzporphyr. Nach Cozzaglio[1]) liegt nördlich von Capo di Ponte unmittelbar auf der Abrasionsfläche eine Breccie von „Quarz, Porphyr und Glimmerschiefer".

III. Südliches Permgebiet. Zahlreiche Stellen, was bei der Häufigkeit anstehenden Porphyres nicht auffällig ist. Ich hebe hier nur Casino Boario in der Val Camonica und zwei Punkte zwischen Grignaghe und Passabocche nördlich des Monte Guglielmo hervor.

Was die petrographische Beschaffenheit des Porphyres betrifft, so findet man Darstellungen bei Gümbel[2]), Monti[3]) und besonders bei Riva[4]). Es geht aus diesen Beschreibungen hervor, daß es sich in der Tat um normale saure Quarzporphyre handelt, wenn auch Gümbel auf Grund des reichlichen Auftretens von Plagioklas und des gelegentlichen von Hornblende von Übergängen zu Porphyrit spricht. Die Analysen bestätigen das aber nicht. Typen, wie die sogenannten „schwarzen Porphyre" von Lugano, sind mir in dem ganzen Adamellogebiet im weiteren Sinne weder aus der Literatur noch in der Natur bekannt geworden[5]). Basische porphyrische Gesteine treten in weiter Verbreitung auf, aber sie sind entweder der Trias als Laven eingeschaltet oder sie bilden Gänge. In beiden Fällen sind sie jünger als das Perm und haben keine Beziehungen zu den beschriebenen permischen Quarzporphyren.

Daß die Quarzporphyre der Adamellogruppe zum Perm zu stellen sind, ist bei ihrer topographischen Lage zwischen den Porphyren der Bozener Gegend und denen des Luganer Gebietes jetzt wohl als feststehend zu betrachten, so daß ich mich darüber nicht weiter auslassen will.

Was ihre Lagerungsform betrifft, so scheint es mir auf Grund der geschilderten und der im lokalen Teile dieser Arbeit angeführten Beobachtungen nicht zweifelhaft zu sein, daß sie als Lager entweder den permischen Bildungen eingeschaltet sind oder unter diesen die präpermische Abrasionsfläche verhüllen (Val Trompia). Es ist gewiß Lepsius zuzugeben, daß sie an einigen Stellen auch Gänge in älteren permischen Schichten bilden mögen. Die großen Züge aber sind keine Gänge, sondern Laven. Porphyrstiele, also Eruptionsstellen, wie wir sie zum Beispiel aus dem Odenwald und Schwarzwald an mehreren Stellen mit Sicherheit kennen, sind bisher nicht nachgewiesen; doch ist wohl auch kaum danach gesucht worden.

c) Pietra Simona.

Unter diesem Namen verstehen die Steinbrecher der Val Camonica ein eigentümliches Gebilde, das nach meinen Erfahrungen in den permischen Sedimenten der Adamellogruppe eine ziemlich große Verbreitung hat. Da es unter diesem Namen von Cozzaglio[6]) in die Literatur eingeführt worden ist und im Brescianischen vielfach technisch verwertet wird, so mögen ihm hier einige Zeilen gewidmet werden. Es ist dasselbe Material, aus dem die Stufen des Piedestales am Arnaldodenkmal in Brescia hergestellt sind. Er wird in der Val Camonica als Fensterrandstein, als Torbogen, als Wappenstein und überhaupt für alle Arten einfacherer Skulpturen seit alter Zeit benutzt und wird noch heute in zwei Steinbrüchen bei Corna gegenüber Darfo gebrochen. Auch Baltzer ist es aufgefallen. Er bezeichnet es als „Serizitquarzit"[7]). Es ist ein intensiv braunrot gefärbtes, in mächtigen Schichten auftretendes Gestein, das man, falls es eine deutliche Schieferung

[1]) 1894, pag. 5.

[2]) 1880, pag. 183 u. f. Hier Analyse.

[3]) 1894, pag. 27.

[4]) 1896, l. c. pag. 161—167. Hier auch eine Analyse.

[5]) Ich sehe dabei von dem ganz vereinzelten Auftreten von Geröllen eines nicht näher untersuchten schwarzen Porphyres im Perm der untersten Val Giulis ab.

[6]) 1894, pag. 2 und 21; und Paesaggi di Val Camonica, Brescia 1895, pag. 48 und 162

[7]) Geologie des Iseosees. Geolog. u. paläontol. Abhandl. IX, 1901, pag. 78.

besitzen würde, zweifellos als Tonschiefer zu bezeichnen hätte. Ich will es als Tonfels, und zwar wegen seines Muskovitreichtums als Muskovittonfels aufführen. Für einen gewöhnlichen Ton ist seine Härte und sein Verfestigungsgrad viel zu groß. Beim Anhauchen nimmt man deutlichen Tongeruch wahr. Makroskopisch erkennt man von Mineralien nur kleine Muskovitschüppchen. Mikroskopisch beobachtet man außer den quantitativ stark vertretenen Muskovitblättchen sehr kleine klastische, und zwar eckige Quarztrümmer, die in eine uudefinierbare, durch Hämatit intensiv gefärbte Masse eingebettet sind. Als seltene Gemengteile treten Fragmente von Feldspäten, ja auch von Turmalin auf.

Was diesem Gestein makroskopisch sein charakteristisches Gepräge gibt, ist der Umstand, daß der größte Teil der Gesteinsmasse aus lauter röhrigen Wülsten zusammengesetzt erscheint. Die Wülste sind verschieden, mitunter auch senkrecht zur Schichtung gerichtet, laufen aber in ihrer Mehrheit der nur gerade durch die vorherrschende Lage der Muskovitblättchen erkennbaren Schieferung parallel. Sie sind es wohl, die einen der italiänischen Forscher[1]) dazu bestimmten, das Gestein als ein „ammasso di fossili" zu bezeichnen. Dieser Ausdruck ist nicht ganz unberechtigt. Der noch weiche Schlamm ist offenbar von Würmern bewohnt gewesen, die durch das noch nicht erhärtete Material hindurchkriechend große Mengen davon durch ihren Darm gehen ließen, ähnlich wie das *Arenicola marina L.* und unsere gewöhnlichen Regenwürmer noch heute tun.

Was die Verbreitung und stratigraphische Stellung dieser „pietra Simona" betrifft, so kenne ich sie von folgenden Orten: 1. Zwischen Casino Boario und Gorzone, auf der linken Seite der Straße, nicht weit von Gorzone entfernt. 2. Auf dem Wege von Corna nach Gorzone und beim Abstieg vom Lago Moro nach Corna. Dort die beiden Steinbrüche, in deren einem das Gestein in ein Konglomerat übergeht. 3. An der Landstraße zwischen Sacca und Montecchio. 4. Im Grignatale südlich der Einmündung des Torrente Travagnolo und südlich der Porphyraufschlüsse an mehreren Stellen, die wohl zum Teil identisch mit den Baltzerschen Aufschlüssen[2]) sind. 5. Einlagerung im permischen Sandstein unterhalb Collio in Val Trompia. — An allen diesen Stellen liegt die pietra Simona im Perm. Ein bestimmtes Niveau scheint sie aber nicht einzuhalten. Cozzaglio[3]) ist der Meinung, daß sie in die Porphyrergüsse eingeschaltet sei. — Baltzer[4]), der wie Lepsius ein älteres „Rotliegendes" von dem als Buntsandstein bezeichneten roten „Grödener Sandstein" unterscheidet, hebt hervor, daß er die „pietra Simona" für „permisch" hält. Ich selbst glaube, daß sie in verschiedenen Höhen der permischen Bildungen wiederkehrt, gebe aber zu, daß eine sichere Entscheidung noch nicht möglich ist.

In jüngeren als permischen Bildungen traf ich Gesteine vom Habitus der pietra Simona nur einmal an, nämlich östlich des Passo Tinerli am Monte Elto. Dort gehen die normalen Werfener Schichten nach oben in ein rotes Gestein über, das der pietra Simona recht ähnlich ist. Es enthält aber immer kleine Hohlräume, die reich an Muskovitblättchen sind, was ich bei der pietra Simona nie beobachtete. Unmittelbar darüber folgt schon Zellendolomit.

Auch in Deutschland kommen der „pietra Simona" ähnliche Gesteine vor. So verdankt das geologisch-paläontologische Institut der Universität Heidelberg der Freundlichkeit des Herrn Schriftstellers Carr einen unterdevonischen Tonschiefer von der Burg Arras bei Alf an der Mosel, der ihr sehr ähnlich ist. Er hat aber eine nur schwach rötliche, graubraune Farbe, ist deutlich

---

[1]) Ich weiß leider nicht mehr, wo der betreffende Passus steht, glaube mich aber zu entsinnen, daß er von Cozzaglio herrührt.

[2]) Casina vecchia (1431 *m*) im Grignatal und Malga Seza nördlich der Travagnolomündung.

[3]) 1894, pag. 2.

[4]) A. ang. O.

46*

schiefrig und läßt makroskopisch nur ganz vereinzelte Muskovitblättchen erkennen. Dagegen ist die Durchfurchung der ganzen Masse von wirr und unregelmäßig angeordneten und nur durch den Schieferungsprozeß der Schieferungsfläche mehr oder weniger genäherten Wurmspuren völlig übereinstimmend. — Auch in der Farbe und dem Muskovitgehalt stimmt mit der pietra Simona ein nur ganz undeutlich schiefriger Tonfels des Rotliegenden von Langen im Odenwald überein. Die Wurmspuren sind aber etwas spärlicher und ähneln daher, wenn sie senkrecht zur Schichtfläche stehen, sehr den Regentropfeneindrücken der Buntsandsteintone. Da sie durch die Schichten durchgehen, so können sie nicht mit den echten Tropfeneindrücken verwechselt werden.

d) Permzug von Garda—Rino.

Ich habe schon auf pag. 357 erwähnt, daß die petrographische Beschaffenheit dieses nördlichsten Zuges nicht kontaktmetamorpher permischer Bildungen der Adamellogruppe von der der übrigen Permareale stark abweicht. Ich habe diese Tatsache schon 1896[1]) hervorgehoben und ihre Bedeutung diskutiert. Geht man nämlich auf einem der beiden Oglioufer von den unterlagernden kristallinen Schiefern nach N in diese N fallende Zone hinein, so durchschreitet man zunächst ein System von stark geschieferten Gesteinen von ganz abweichendem Habitus, unter denen hellgefärbte talkschieferähnliche Serizitschiefer und Serizitquarzite, beide meist reich an Limonitflecken, vorherrschen. Die Serizitschiefer werden gebrochen und zum Decken der Häuser verwendet.

Diese Gesteine scheinen bei flüchtiger Betrachtung klastischen Ursprunges zu sein und lassen keine Beimengungen von Porphyrfragmenten erkennen. Eine genauere mikroskopische Untersuchung zeigte mir aber, daß ein erheblicher Teil von ihnen, und zwar gerade die typischen Serizitquarzite und -schiefer n i c h t s a n d e r e s a l s s t a r k g e p r e ß t e u n d u m g e w a n d e l t e Q u a r z p o r p h y r e, also „Porphyroide“ sind. Damit erklärt sich nun sehr leicht und einfach einerseits das scheinbare Fehlen des Porphyres in unserem Permareal, anderseits das Fehlen analoger Schiefer in denjenigen Permgebieten, in denen der Porphyr in seiner normalen Gesteinsbeschaffenheit vorliegt. Der Grund, warum die Serizitschieferfazies des Porphyres auf den Zug von Garda—Rino beschränkt ist, ergibt sich aus der Tektonik des Gebietes. Während nämlich die übrigen Permareale flache, relativ ungestörte Lagerung aufweisen, ist der tektonisch zum Nordflügel der großen Camonicaantiklinale gehörige Zug von Garda—Rino steil aufgerichtet und in starker Kompression gegen den Gallinerabruch angedrückt. Dementsprechend liegt dort auch nicht der Porphyr allein in der gepreßten Fazies vor, sondern die Breccien und feinen klastischen Bildungen sind gleichfalls, wenn auch nicht überall, stark deformiert. Die stärksten Umwandlungen sind aber nicht unmittelbar an dem Gallinerabruche erfolgt, sondern in dem auf *G* noch gerade dargestellten, annähernd NNO gerichteten Teile der Zone[2]). Es erweckt das den Anschein, als ob nicht etwa Schleppung an dem Bruche, sondern Dehnung und Zerrung durch Gebirgsbewegungen etwa in der Richtung des Ogliotales die Hauptursache dieser Deformationen gewesen sei. Tatsächlich beobachtete ich auch, wie auf pag. 111 und pag. 103 angeführt, östlich und westlich des Oglio NNW streichende Klüfte.

Die petrographische Beschaffenheit der metamorphen Porphyre gedenke ich in einer besonderen Abhandlung eingehend zu schildern[3]). Hier sei nur soviel hervorgehoben, daß die Quarzein-

---

[1]) Pag. 1038—1039.

[2]) Die östliche Fortsetzung hat mehr ONO-, die westliche NO-Streichen.

[3]) Die Arbeit ist mittlerweile bereits veröffentlicht und dementsprechend schon im Literaturverzeichnis auf pag. 14, 1907 aufgeführt. In ihr ist der sichere Nachweis dafür erbracht, daß die Serizitschiefer und Serizitquarzite des Garda—Rinozuges ursprünglich Quarzporphyre waren.

sprenglinge in einigen Varietäten noch gut erhalten sind und die charakteristischen Eigenschaften der Porphyrquarze (Einbuchtungen und Apophysen der Grundmasse, Dihexaederform) aufweisen. Auch die Grundmassen sind trotz Durchflechtung mit Serizithäuten noch oft deutlich als Porphyrgrundmassen erkennbar. Die chemische Beschaffenheit endlich liefert einen weiteren vollgültigen Beweis für die Richtigkeit meiner Auffassung. Eine Analyse meines verehrten Kollegen Professor Dr. Max Dittrich in Heidelberg ergab für einen Serizitschiefer des Ponte di Lorengo [1]) die Zahlen unter I.

	I Prozent
$Si O_2$	74·76
$Al_2 O_3$	13·88
$Fe_2 O_3$ [2]) + $Ti O_2$ [3])	3·25
$Mg O$	0·93
$Ca O$	Spur [4])
$Na_2 O$	0·25
$K_2 O$	4·23
Glühverlust	2·99 [5])
Summe	100·29

Man vergleiche damit die Analysen II und III der folgenden Tabelle, nämlich des Quarzporphyres von Malga Serra Caprile („Sopra la Santella del Curlo, Val Caffaro", Analytiker Riva. 1896, II., pag. 165) und des Quarzporphyres des Colombinezuges in Val Trompia (Gümbel, Geogn. Mitteilungen, VI., 1880, pag. 189), also der beiden nächsten Quarzporphyrvorkommnisse, von denen Analysen überhaupt vorliegen.

I „Serizitquarzit" (Porphyroid) Ponte di Lorengo (Dittrich)	Prozent	II Quarzporphyr, Caffaro (Riva)	Prozent	III Ebenso, Trompia (Gümbel)	Prozent
$Si O_2$	74·76	$Si O_2$	71·10	$Si O_2$	71·50
$Al_2 O_3$	13·88	$Al_2 O_3$	15·92	$Al_2 O_3$	10·79
$Fe_2 O_3$, $Fe O$, $Ti O_2$ (als $Fe_2 O_3$)	3·25	$Fe_2 O_3$	3·17	$Fe_2 O_3$	3·52
		$Fe O$	0·34	$Fe O$	2·88
		$Ti O_2$	nicht bestimmt	$Ti O_2$	0·25
$Mn O$	nicht bestimmt	$Mn O$	nicht bestimmt	$Mn O$	0·30
$Ca O$	Spur	$Ca O$	0·88	$Ca O$	0·15
$Mg O$	0·93	$Mg O$	Spur	$Mg O$	0·31
$K_2 O$	4·23	$K_2 O$	6·11	$K_2 O$	6·87
$Na_2 O$	0·25	$Na_2 O$	3·17	$Na_2 O$	2·76
$P_2 O_5$	nicht bestimmt	$P_2 O_5$	nicht bestimmt	$P_2 O_5$	Spur
$C O_2$, $H_2 O$ Glühverlust	2·99	$C O_2$	0·45	$C O_2$	0·13
		$H_2 O$	0·11	$H_2 O$	1·00
Summe	100·29	Summe	101·25	Summe	100·46

[1]) Ogliobrücke südlich Malonno.

[2]) $Fe O$ als $Fe_2 O_3$ bestimmt.

[3]) In merklichen Mengen vorhanden.

[4]) Sehr unbedeutend.

[5]) Ziemlich viel Karbonat vorhanden, und zwar hauptsächlich in den Hofen vor und hinter den Quarzeinsprenglingen und in deren Spalten.

Berechuet man in II und III FeO ebenfalls als Fe_2O_3 und zieht TiO_2 damit zusammen eliminiert man dann ferner den Glühverlust, beziehungsweise H_2O und CO_2 und rechnet auf 100 Prozent um, so bekommt man die folgeuden, besser vergleichbaren Zahlen I*a*, II*a*, III*a*.

	I*a* Lorengo [1]) Prozent	II*a* Caffaro Prozent	III*a* Trompia Prozent
SiO_2	76·84	70·59	71·75
Al_2O_3	14·27	15·80	10·83
$Fe_2O_3 + TiO_2$ . .	3·34	3·52	6·99
MnO	—	—	0 30
CaO	—	0·87	0·15
MgO	0·96	—	0·31
K_2O	4·35	6·07	6·89
Na_2O	0 26	3·15	2·77
Summe . .	100·02	100·00	99·99

Die Ähnlichkeit der Zusammensetzung ist zwischeu I*a* und II*a* wenigsteus ebenso groß als die zwischen II*a* und III*a*, obwohl diese beiden letzteren Vorkommnisse demselben Lager angehöreu. Der höhere Magnesiagehalt von I findet sich übrigens auch bei vielen Quarzporphyren des Luganer Sees und beruht wohl hier wie dort auf einem größeren primären Biotitgehalt. Die Höhe der Kieselsäuremenge findet sich ebenso bei Luganer Quarzporphyren wieder. So hat zum Beispiel der „rote Porphyr" [2]) aus einer Kuppe westlich vou Gravesano uud Mauuo 76·40 SiO_2, 0·25 CaO, 0·75 MgO. (Analyse von A. Schwager bei Gümbel, Comer uud Luganer See, 1880, pag. 589.)

Eine genauere Diskussiou dieser Analysen, insbesondere die Untersuchung der Frage, in welcher Weise sich die chemischen Umsetzungen vollzogen haben, behalte ich mir für eine spätere Arbeit vor. Hier kam es mir nur darauf an zu zeigen, daß der geologische Befund durch den mikroskopischen und chemischen bestätigt wird.

Geht man aus der Serizitgesteinszone nach Norden gegen den Gallinerabruch hin in die jüngeren Bildungen hinein, so nehmen die Druckwirkungen allmählich an Stärke ab. Normale Grauwackenschiefer uud grobklastische Bildungen treten auf; und in dieseu gelang es mir nun auch, wie schon angeführt, auf beiden Oglioufern normale Porphyrbruchstücke als Bestandteil nachzuweiseu. Die ältere Abteilung läßt sich aber nicht scharf von der jüngeren trennen. Auch in dieser sind kräftige Deformatioueu stellenweise sowohl im Baitonegebiet wie westlich des Oglio entwickelt. Im Baitonegebiet fand ich am Osthauge des Granatekammes stark gepreßte, der inneren Kontaktzone angehörige Permkonglomerate mit deutlich verlängerten und ausgezogenen Geröllen. Makroskopisch und mikroskopisch erkenut man nun mit absoluter Sicherheit, **dass bei diesen Gesteinen die Kontaktmetamorphose jünger als die mechanische Deformation ist.** Diese kaun also nur entweder älter als die Tonalitintrusion oder gleichalterig mit ihr sein. Es ergibt sich also hier ein neues Argument für das tertiäre Alter des Adamellotonalites. Denn es wird niemand die Idee verfechteu wollen, daß die Gallineraverwerfung, die großartige Falteubildung zu beiden Seiten der Val Camonica und in den Bergamasker Alpen und die von den Faltungen erzeugteu Pressungen der Gesteiue vortertiären Alters sein können.

[1]) Das Gesteinsstück trägt in meiner Sammlung die Bezeichnung 94. I. 13., der Schliff 1894, 60.

[2]) Von „pechsteinähnlicher Textur".

c) Altersbestimmung.

Bei der geschilderten, stellenweise geradezu verblüffenden petrographischen Übereinstimmung des Grödener Sandsteines mit dem deutschen Buntsandstein ist es sehr erklärlich, daß Lepsius (1878) ihn geradezu als Buntsandstein bezeichnete und von den nicht rot gefärbten Sandsteinen, Grauwacken und Tonschiefern, die in Val Trompia und Caffaro tatsächlich im allgemeinen eine tiefere Lage haben, als jüngere Bildung abtrennte. Daß dieser „Buntsandstein" identisch ist mit Richthofens Grödener Sandstein im östlichen Südtirol und Venetien und daß dessen Altersbestimmung unmittelbar von der des darüberliegenden Bellerophonkalkes der Dolomiten abhängt, das erkannte auch Lepsius[1]) schon durchaus richtig. Mittlerweile ist es aber nun wohl bereits ziemlich allgemein anerkannt worden, daß der Bellerophonkalk (beziehungsweise Dolomit) nach Staches Vorgang im wesentlichen zum oberen Perm zu stellen ist, wenngleich wie andere und auch ich selbst[2]) ausführten, seine obersten Lagen noch unserem untersten Buntsandstein entsprechen könnten. Insbesondere scheinen mir Dieners[3]) Cephalopodenfunde in der Sextener Gegend für die Zurechnung zum Perm zu sprechen. Damit ist aber für die östlich der Etsch gelegenen Vorkommnisse des Grödener Sandsteines ein vortriadisches Alter sicher festgestellt. Da nun der Horizontalabstand zwischen diesen sicher permischen Vorkommnissen und denen der Adamellogruppe kein sehr großer ist, die petrographische Zusammensetzung und Beschaffenheit aber völlig übereinstimmt, so ist es so gut wie sicher, daß wir in diesen rötlichen Sandsteinen der Adamellogruppe die direkte Fortsetzung des Grödener Sandsteines der östlichen Gebiete zu sehen haben.

Auch eine andere Tatsache spricht dafür. Schon Lepsius[4]) beobachtete in der untersten Val Daone bei Praso dunkle Kalke, die sich dort zwischen seinen „Buntsandstein" und seine „unteren Rötplatten" einschieben. Gümbel[5]) glaubte wenigstens eine Zeitlang in diesen Bildungen den Bellerophonkalk zu erkennen, wenn er sich auch meines Wissens in keiner seiner Publikationen deutlich darüber ausgesprochen hat[6]).

Bittner[7]), der diese Bildungen wohl nicht näher untersuchte, zitiert Lepsius' Angaben und sagt, daß man diese „Schichten allenfalls als Vertretung der Bellerophonkalke deuten könnte". Ich selbst habe die betreffenden Aufschlüsse gleichfalls untersucht. Steigt man von der Straße, die von Praso nach Daone führt, zu dem Wege, der nach Varassone[8]) geht, empor, so trifft man schon vor Val Molinello[9]) gute Aufschlüsse in gebogenflächig, ungefähr östlich fallenden, braun bis rostbraun verwitternden plattigen Kalksteinen. Stellenweise sind die Farben auch heller. Die Gesteine

---

[1]) Pag. 38. Man vergleiche auch Gümbels Ausführungen, besonders in der „Geognostischen Durchforschung Bayerns", München 1877, pag. 56 u. f.

[2]) Boll. Soc. geolog. ital. 1895.

[3]) Sitzungsber. d. Wien. Akad., Math.-naturw. Klasse 106, 1897, pag. 61—67. Man vergl. auch Frechs Darstellung in den „Karnischen Alpen". Halle 1894, pag. 341, u. Lethaea geognostica. I. 2. pag. 548—552.

[4]) 1878, pag. 40 u. 48.

[5]) Vergl. Lepsius 1878, pag. 40, Fußnote. Vergl. aber auch Sitzungsber. d. Münchener Akad. d. Wissensch., Math.-phys. Klasse 1880, pag. 239.

[6]) Der von Tornquist (Recoaro, pag. 85) zitierte Widerruf bezieht sich auf schwarze Kalke des Ortlers und nicht auf die Kalke von Praso.

[7]) 1881, pag. 221.

[8]) Tarassori der Karte.

[9]) O 25. Soll in Wirklichkeit „Val Battistella" heißen.

sind etwas sandig, eine Bank ist oolithisch[1]). Versteinerungen habe ich nicht finden können, und es muß somit auch weiter zweifelhaft bleiben, ob wir es hier wirklich mit einem Äquivalent des Bellerophonkalkes zu tun haben.

Die Mächtigkeit dieser Kalke von Praso, wie ich sie provisorisch nennen will, ist gering. Ich sah nur wenige Meter aufgeschlossen. Lepsius beobachtete dagegen, aber wohl an einer anderen Stelle, 23 *m*. Die untere Grenze gegen den typischen Grödener Sandstein ist meiner Erinnerung nach entblößt. In geringem Abstand darüber folgen die typischen fossilführenden Werfener Schichten. Sie sind den Kalken ebenso wie der darunter liegende Sandstein vollständig konkordant.

Ich muß bekennen, daß ich es trotz des Mangels an Versteinerungen für höchstwahrscheinlich halte, daß hier die letzten westlichen Ausläufer des Bellerophonkalkes vorliegen. Es spricht dafür nicht bloß die petrographische Beschaffenheit der Prasokalke selbst, sondern auch die der über- und unterlagernden Bildungen. Auch scheint es, als ob sich dieselben Schichten über Val Rendena, den Nonsberg und den Mendelhang hinweg zur Etsch verfolgen lassen. Vacek beschreibt nämlich in einer Reihe von Berichten das Auftreten „einer kalkigen Stufe von vorwiegend dolomitisch-oolithischer Ausbildung“ über dem Grödener Sandstein der genannten Gegenden[2]). Er sagt mit Recht, daß es zweifelhaft ist, inwieweit man mit Gümbel diesen Komplex als ein Äquivalent des Bellerophonkalkes ansehen darf[3]). Insbesondere möchte ich hervorheben, daß ich in dem Auftreten einer neuen kleinen *Bellerophon*-Art in Gesellschaft von *Myaciten*, *Pseudomonotis*, *Myophoria* usw. in einer Bank unmittelbar über dem oolithisch-dolomitischen Komplex ebensowenig wie Vacek einen Beweis für die Zugehörigkeit der betreffenden Schicht zum echten, nach meiner Auffassung permischen Bellerophonkalk sehen kann. Dagegen spricht, wie Vacek hervorhebt, der petrographische Charakter der Gesteine und der Gesamtcharakter der Faunen. Auch besinne ich mich etwa 1892 im Durontal bei Campitello[4]) in Schichten, die ringsherum von allen Beobachtern auf Grund ihrer Fauna und petrographischen Beschaffenheit zu den echten Seiser Schichten gestellt werden, einen kleinen Bellerophon gefunden zu haben, der mir indessen leider wieder verloren ging. Die bellerophonführende Schicht an der Mendel gehört meiner Auffassung nach ebenfalls zu den Seiser Schichten[5]). Allerdings hat sich nun Tornquist[6]) gegen Vaceks Auffassung gewendet. Er stellt die Bellerophontenschicht mit den Myaciten, Myophorien und *Pseudomonotis*, ja sogar noch Oolithbänke mit *Holopella gracilior Schaur.*, mit Gervillien und Myophorien und selbst Schichten, deren Oberflächen „dicht gepflastert“ sind mit einem Zweischaler, welcher der *„Ostrea“ ostracina Schl.* nahe steht, noch zum Bellerophonkalk. Ich kann mich dieser Auffassung nicht anschließen, da man dann im ganzen

---

[1]) Im Gegensatz zu den Oolithen der Werfener Schichten fehlen darin Gastropoden ganz und gar. Die Durchschnitte der Körner sind meist genau kreisrund. Ihre Oolithstruktur ist zerstört, das Zentrum gern reich an Limonit; doch ist mitunter noch ein konzentrisch schaliger Bau angedeutet.

[2]) Über die geologischen Verhältnisse des südlichen Teiles der Brentagruppe. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. Wien 1898, pag. 205. Über die geologischen Verhältnisse des Nonsberges. Ebenda 1894, pag. 434—435. (Auch schon 1882, pag. 44.) Man vergl. auch: Über die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Trient. Ebenda 1895, pag. 470—472; und Über die geologischen Verhältnisse des obersten Val Sugana, 1896, pag. 465.

[3]) 1895, a. a. O., pag. 471 u. a. a. O.

[4]) Fassatal. — v. Arthaber (Lethaea, pag. 257) zitiert Bellerophonten aus den Werfener Schichten von vier weit voneinander entfernten Fundorten. (Nachträgl. Zusatz.)

[5]) Vergl. Vacek, a. a. O., 1882, pag. 44.

[6]) Recoaro, pag. 82—84.

Dolomitengebiet den untersten Teil der seit beinahe zwei Jahrzehnten von fast allen Forschern übereinstimmend als Seiser Schichten bezeichneten Bildungen von diesen abtrennen und zu den petrographisch ganz abweichenden Bellerophonkalken stellen müßte. Anderseits glaube ich aber, daß Tornquist recht hat, wenn er auf Grund seiner Beobachtungen bei Recoaro und der Gümbel-Vacekschen Untersuchungen über die Val Sugana den unteren Teil der von Vacek als „oolithisch-dolomitischer Komplex" bezeichneten Schichtserie zum Bellerophonkalk stellt. Dieser scheint mir aber auch den Kalken von Praso zu entsprechen, die ja gleichfalls von in petrographischer Hinsicht typischen, zweischalerführenden Seiser Schichten überlagert werden.

Jedenfalls dürfte es also bei dem heutigen Stande unserer Erkenntnis in hohem Maße wahrscheinlich sein, daß die Kalke von Praso ebenso wie der untere Teil des Vacekschen oolithisch-dolomitischen Komplexes dem echten Bellerophonkalk der Grödener und Marmolatagegend entsprechen. Nimmt man aber diese Äquivalenz an, so kommt man zu dem Ergebnis, daß das ganze südtirolisch-venezianische Gebiet in der zweiten Hälfte der Permperiode von einer marinen Transgression ergriffen wurde. Anderenfalls brauchen wir für die Bildung der Kalke von Praso einen besonderen, schwer erklärbaren, lokalen Einbruch des Meeres zur Zeit der Bildung des Grödener Sandsteines; oder aber wir müßten diese petrographisch mit dem Bellerophonkalk gut stimmenden Bildungen mit den petrographisch ganz abweichenden Werfener Schichten vereinigen.

Es scheint mir auch trotz der weiten räumlichen Entfernung dennoch kein Zufall zu sein, daß sich im mittleren und nördlichen Deutschland ebenso wie in den südöstlichen Alpen in der zweiten Hälfte der Permperiode eine marine Transgression einstellt. In beiden Fällen war die Meeresbedeckung nicht sehr tief; in beiden folgte sie auf eine langwährende Bildung terrestrischer Absätze [1]. Es ist bei der geringen Tiefe des überflutenden Meeres nicht wunderbar, daß große Teile des Festlandes zwischen dem nördlichen und südlichen Meeresgebiete als trennende Barre erhalten blieben und es so bewirkten, daß die gleichalterigen Faunen im Norden und Süden verschiedenen Charakter bewahrten. Jedenfalls aber dürfte es bei dem gegenwärtigen Stande unserer Erkenntnis mehr für sich haben in der nördlichen und südlichen Transgression einen einzigen Vorgang anzunehmen als zwei zeitlich etwas, aber auf keinen Fall sehr viel voneinander getrennte, unabhängig und ohne Beziehung zueinander einsetzende Ereignisse.

Da die Kalke von Praso horizontal nur sehr wenig ausgedehnt sind, so ist es in der Adamellogruppe nicht überall so leicht die obere Grenze der permischen Bildungen festzustellen. Wir werden auf diese Schwierigkeit bei der Besprechung der Werfener Schichten noch zurückkommen. — Im lokalen Teile ist auf pag. 111 hervorgehoben worden, daß auch bei Rino in der Val Camonica an der Grenze von Perm und Werfener Schichten Bänkchen auftreten, die den Kalken von Praso entsprechen könnten.

Geradezu unlösbar ist bis zum heutigen Tage die Frage, ob nicht eventuell stellenweise die untersten Schichten der auf meiner Karte zum Perm gestellten Bildungen noch dem Karbon entsprechen können. Wir wissen, daß in Manno bei Lugano porphyrfreie mittelkarbonische Konglomerate, Sandsteine und Tonschiefer diskordant [2] über kristallinen Schiefern liegen und zusammen mit ihnen [3] von der präpermischen Faltung betroffen worden sind. Es ist nicht wahrscheinlich, daß dies Vorkomm-

[1] Unser deutsches Rotliegendes ist für mich eine vollständig kontinentale Bildung. Auch die Porphyreruptionen haben sich auf dem Festlande vollzogen.

[2] Nicht konkordant, wie vielfach in der Literatur angegeben wird. Vergl. zum Beispiel Tornquist, Geolog. Führer durch Oberitalien, Berlin 1902, pag. 17.

[3] Stella, 1894, pag. 5—6 des Sonderabdruckes.

nis der einzige Vertreter des Karbons innerhalb der westlichen Südalpen ist. Aber wie kann man die karbonischen Ablagerungen von den permischen unterscheiden? Versteinerungen kennt man westlich der Etsch außer von Manno nur noch vom Monte Colombine in der Val Trompia[1]), von der Val Caffaro[2]), von Tregiovo im Pescaratale[3]) und von Bondione in der Val Seriana[4]). Von diesen Vorkommnissen sind die Pflanzen des Monte Colombine, der Val Caffaro und des Pescaratales als rotliegend bestimmt. Die Reste von Bondione sind, wie mir mein Freund, Herr Professor Parona, schreibt, nicht näher untersucht worden. Sie werden im Museum von Pavia aufbewahrt. Die Petrographie versagt in diesem Falle vollständig. Denn das Fehlen der Porphyrgerölle ist zwar in Manno bei der großen Nähe und Dicke der Porphyrmassen recht bezeichnend. Der Porphyr selbst tritt aber zwischen dem Luganer See und der Adamellogruppe nur ganz lokal auf, so daß sicher auch in einem erheblichen Teile der permischen Konglomerat- und Breccienbildungen keine Porphyrstücke vorhanden sind. Ich kann also nicht mit Taramelli[5]) in dem Fehlen der Porphyrfragmente ein Anzeichen karbonischen Alters erkennen, wenn auch umgekehrt das Auftreten der Porphyrstücke ein permisches Alter beweist. Immerhin ergibt sich aus der auf pag. 361 geschilderten großen Verbreitung von Porphyrfragmenten innerhalb der hier zum Perm gestellten Schichten, daß eine Vertretung des Karbons innerhalb der Adamellogruppe höchstens ganz lokal möglich ist.

Die ältere Anschauung Curionis, der sich durch das Auftreten des Graphitoides („Anthrazit") in den kristallinen Edoloschiefern dazu bestimmen ließ, diese für karbonisch zu halten, läßt sich natürlich heute nicht mehr verteidigen. Ebenso dürfte Taramelli nach den Ausführungen Stellas[6]) in den „scisti di Casanna, Besimauditi o Apenniniti", die wir mittlerweile als echte Glieder der Formation der kristallinen Schiefer kennen gelernt haben, wohl nicht mehr Vertreter des Karbons und Perms suchen[7]).

Die angeblich karbonischen Pflanzenreste, die Curioni[8]) in erratischen Blöcken südlich von Creto fand, sind ebenfalls recht zweifelhafter Natur. Die Gesteine von Ert, mit denen Curioni sie in Beziehung bringen wollte, gehören nach ihrer stratigraphischen Lage sogar bestimmt zum obersten Perm.

f) Verbreitung des Perms.

Wenn ich im Sinne der vorstehenden Ausführungen von lokaler Entwicklung karbonischer Äquivalente unter den hier als Perm bezeichneten Bildungen absehe, finden wir das Perm in der Adamellogruppe in folgenden Gebieten: 1. Permzug von Garda—Rino; 2. Permzug von Paspardo—Monte Elto; 3. großes südliches Permgebiet der Val Giulis, Val Trompia und der unteren Val Camonica (Darfo); 4. Permgebiet der Val Daone; 5. Permzug der Val Rendena. Zu diesen größeren und ausgedehnten Arealen kommen noch einige ganz kleine hinzu. Es sind: 6. der schmale, ganz kontaktmetamorphe Zug von Perm und Werfener Schichten auf der Westseite des Monte Aviolo; 7. das kleine Permfleckchen des Poggio la Croce nördlich Berzo Demo in der Val Camonica; 8. der

[1]) Suess, Sitzungsber. d. Wiener Akad. 1869, Math.-naturw. Klasse, pag. 107 u. f.

[2]) Gümbel, 1880, pag. 172.

[3]) Stur in Vacek, Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1882, pag. 43, u. 1894, pag. 432—433.

[4]) Parona in Taramelli, 1890, pag. 54.

[5]) 1890, pag. 54.

[6]) 1894

[7]) 1890, pag. 55.

[8]) Vergl. pag. 199 dieser Arbeit.

kleine Permaufschluß westlich Roncone (in Judikarien) in der Val Bondone: 9. das ganz schmale Permband des Breguzzogebietes.

Sucht man diese Züge mit den angrenzenden Gebieten in Verbindung zu bringen, so stehen für den Westen die Karten von Taramelli[1]) und Porro[2]) zur Verfügung[3]). Taramelli kennt, wie begreiflich, 6 und 7 noch nicht. Dafür ist auf dem Piano della Regina ein ausgedehntes Karbongebiet eingezeichnet, von dem ich nichts finden konnte. Von dem Zuge 1 fehlt der östlich des Oglio gelegene Teil ganz. Wohl aber ist seine westliche Fortsetzung (als Karbon bezeichnet) eingetragen, aber in einer mir viel zu groß erscheinenden Ausdehnung nach Norden. Da die Bäche westlich von Edolo gar keine klastischen Gesteine mit sich bringen, so kann unmöglich der größte Teil des Nordhanges am Pizzo Trivigno daraus bestehen. Auch geht aus der Karte nicht hervor, daß der Nordrand des Zuges von einer Verwerfung gebildet wird. Wohl aber zeigt sie in Übereinstimmung mit der jüngeren Porroschen Karte, daß der Zug 1 sich mit dem Zug 2 westlich im obersten Aglionetal vereinigt. Beide zusammen lassen sich dann mit unbedeutenden Unterbrechungen bis in die Val Sassina hinein, ja sogar bis hinunter zum Comer See verfolgen. Sie bilden den Hauptpermzug der Bergamasker Alpen. Es ist nun sehr interessant, daß Porro in seiner offenbar sorgfältig aufgenommenen Karte ebenso wie in seinen Profilen zwar nicht im Osten, wohl aber im Westen, vom Pizzo Zerna an, gleichfalls als Nordrand der Permzone eine Verwerfung einzeichnet. Sie hat dort den Charakter einer mehr oder weniger steil N fallenden Überschiebung und ist offenbar die Fortsetzung meiner Gallineraverwerfung, die sich also von der Adamellogruppe bis in die Val Sassina hinein verfolgen läßt und eine der wichtigsten und bedeutendsten Störungslinien der Bergamasker Alpen darstellt.

Mein Permgebiet 3 ist auf Taramellis Karte größtenteils als untere Trias (Nr. 32 der Taramellischen Signaturen) aufgefaßt, während nach den Darlegungen in dieser Arbeit nur der nördlichste schmale Streifen dazu zu stellen ist. Auch ist es nicht richtig, daß südlich von Bienno die „Kalke und Schiefer der mittleren Trias" (Nr. 31 bei Taramelli) soweit nach Süden in das Permgebiet vorspringen.

Für die Verfolgung des Rendenapermzuges (Nr. 5) stehen mir die Lepsiussche[4]) und Staches nicht veröffentlichte Manuskriptkarte zur Verfügung. Aus beiden geht ebenso wie aus Vaceks[5]) Ausführungen hervor, daß die auf der Westseite des judikarischen Haupttales nur sehr unvollständig aufgeschlossenen Massen von Grauwacken, Sandsteinen, Konglomerat und Porphyr nur der südlichste Ausläufer des langgestreckten Zuges von Porphyr und klastischen permischen Bildungen sind, der die Ostseite des Rendenatales dann weit nach Norden hinauf begleitet. Ich selbst habe diesen Zug nicht untersucht, wenn ich von meinen sehr unsicheren Beobachtungen bei Giustino absehe, die auf pag. 154 aufgeführt sind. Die dortigen Grenzverhältnisse meiner Karte sind im wesentlichen Staches Manuskriptkarte entnommen. Daß die von Lepsius zum Rotliegenden gestellten Bildungen in Vall'Agola wesentlich jüngeren Alters sind, hat Vacek festgestellt.

[1]) 1890.

[2]) Alpi Bergamasche.

[3]) Curionis Karte ist für diesen Teil entschieden veraltet.

[4]) 1878.

[5]) 1898, Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. Wien, pag. 200 u. f.

Nachtrag zum Perm.

(Nach Abschluß des betreffenden Manuskriptteiles.)

Soeben (8. I. 1906) geht mir der 9. Monatsbericht der Deutschen geologischen Gesellschaft vom Jahre 1905 zu. Die Schellwiensche Mitteilung auf pag. 357 gibt den Beweis dafür, daß in der Tat, wie auch in dieser Arbeit angenommen, der Bellerophonkalk oberpermisch, der Grödener Sandstein also kein Buntsandstein ist. Auch die mir (am 27. April 1906) zugehende Arbeit von G. Caneva (Neues Jahrb. f. Min. 1906, I., pag. 52—60) erbringt denselben Beweis, wenn sie auch den Bellerophonkalk für noch etwas jünger hält, als dies Schellwien tut.

C. Trias.

I. Skythische Stufe.

1. Werfener Schichten[1]) = untere Abteilung der skythischen Stufe.

Das unterste Glied der Trias, die Werfener Schichten, dem italiänischen „Servino" entsprechend, ist im Gegensatz zu dem Permsystem in der Adamellogruppe stets in mariner Fazies entwickelt. Das wird auf das deutlichste durch seinen Reichtum an Resten von Meeresorganismen bewiesen. Ich notierte in meinen Tagebüchern Versteinerungen von folgenden Punkten: Esine, Paspardo, zwischen Ceto und Cimbergo, Forcel rosso (Kontaktzone!) südlich Cimego, Val Battistella bei Creto, Ert in der Val Daone (Kontaktzone!), Cleabà, Malga di Bondolo, Valdarda (Val Trompia), Pisogne, Zone von Campolaro bis Croce Domini, Campras di sopra. In Wirklichkeit sind sie wohl fast überall, wo man außerhalb der Kontaktzone danach sucht, vorhanden. Ein Teil dieser Fundorte (Esine, Campras di sopra, Val Battistella), nämlich alle die, in denen die Myophorienbänke aufgeschlossen sind, zeigt die Versteinerungen in vorzüglicher Erhaltung mit Schalen. Meist sind sie dagegen als Steinkerne erhalten und dann nur selten wirklich bestimmbar (Croce Domini, Valdarda, Paspardo zum Teil), obwohl sie stellenweise die Schichtflächen völlig pflastern. Auch in den Gastropodenoolithen sind nur selten größere, bestimmbare Exemplare zu finden. Meist handelt es sich um junge Brut von indifferenter Gestalt. Sehr erfreulicherweise haben auch zwei der innerhalb der Kontaktzone gelegenen Fundorte, nämlich Ert und der Forcel rosso, bestimmbare Exemplare von *Naticella costata* geliefert. An der ersteren Stelle wurde, wie auf pag. 199 angeführt, von Suess ein mit Salzsäure leicht brausendes Gesteinsstück mit einem hinreichend scharfen Hohldruck, an der zweiten (vergl. pag. 80) von mir ein Hornfelsstück mit über 20 Steinkernen, beziehungsweise Hohldrücken derselben charakteristischen Versteinerung gefunden. Diese Funde sind um so wichtiger, als sie die Richtigkeit der an zahlreichen anderen Stellen ja nur rein petrographisch gewonnenen Gliederung der Kontaktzone beweisen.

Eine paläontologische Untersuchung der Versteinerungen hatte ich bereits begonnen[2]), habe sie aber meinem Schüler, Herrn stud. Ratzel, abgetreten, der demnächst gleichfalls seine Ergebnisse veröffentlichen wird. Ich hebe daher an dieser Stelle nur hervor, daß ich Ammoniten (in schlechter Erhaltung) lediglich von Valdarda kenne und daß die übrige Fauna überall allein aus Lamellibranchiaten und Gastropoden zu bestehen scheint. In den Myophorienbänken herrschen die Gattungen *Myophoria* und *Gervilleia* bei weitem vor. Untergeordnet finden sich zu *Mytilus* oder

[1]) Bei Lepsius (1878) = „Röt".

[2]) Vergl. auch pag. 4.

Myalina gehörige Formen, *Pseudomonotis*-Arten und einige andere Gattungen. Eine Reihe von Angaben darüber findet man übrigens bereits bei Lepsius.

a) Mächtigkeit.

Die Werfener Schichten sind innerhalb des Adamellogebietes in stark wechselnder Mächtigkeit entwickelt. Am Lago di Campo beträgt sie jedenfalls nicht viel mehr als 50 *m*. Bei Triveno in der Val di Breguzzo, wo wir auch das Perm bereits in äußerst geringer Dicke antrafen, erreichen sie wahrscheinlich im ganzen 6—8 *m*, sicher nicht wesentlich mehr. Ich habe aber bereits bei einer anderen Gelegenheit hervorgehoben[1]), daß diese Örtlichkeit offenbar in der Nähe einer Insel des Triasmeeres lag und daß sich daraus die Reduktion der Werfener Schichten, die dort in geschlossenem Schichtprofil aufgeschlossen sind, unschwer erklärt.

An allen anderen Punkten ist ihre Mächtigkeit viel größer. Die beiden Stellen, an denen ich sie am genauesten bestimmen konnte, sind Malga Cleabà und Malga Bruffione di sotto. An der ersteren berechnete ich sie zu **190**, oberhalb Bruffione gegen den Passo Valdì aber zu **132** *m*. Bei Tinerli, am Monte Elto, schätzte ich sie zu 150—200 *m*, bei Sonvico oberhalb Pisogne am Iseosee an einer Stelle zu 100, an einer anderen (wahrscheinlich bereits zu hoch) zu 160 *m*.

Am Chiese oberhalb Creto ergeben Messung und Rechnung offenbar zu wenig, nämlich nur 60 *m*, in der Val Battistella offenbar zu viel, nämlich 384. Auch für Valdarda würde sich aus Profil 65 eine unwahrscheinlich hohe Mächtigkeit ergeben. Die Gründe, die mich dazu bestimmen diese drei Zahlen für unsicher oder falsch zu halten, sind im lokalen Teile angeführt. Die wirkliche durchschnittliche Mächtigkeit liegt offenbar zwischen 100 und 200 *m*.

b) Petrographische Beschaffenheit und Entstehungsbedingungen.

Die Werfener Schichten sind im Gegensatz zu dem meist aus sehr dicken, homogenen Bänken aufgebauten Perm außerordentlich dünnschichtig und bestehen aus fortwährend wechselnden und gern verschieden gefärbten Lagen. Obwohl es mir nun nicht möglich war statistisch festzustellen, in welchem Verhältnis die einzelnen Gesteinsarten an der Zusammensetzung beteiligt sind, so dürfte doch der Eindruck, auf dem die folgende Schilderung basiert ist, im allgemeinen zutreffen. Danach würden als vorherrschende Gesteinstypen Tonschiefer und Mergel zu bezeichnen sein, diese gehen aber einerseits in echte Schiefertone über, anderseits sind sie durch kalkige Tonschiefer miteinander verbunden. Mehr untergeordnet, aber doch noch sehr häufig, ja an manchen Örtlichkeiten vorherrschend, treten Kalkbänkchen auf. Seltener sind Dolomit und eigentliche Sandsteine, ganz selten Grauwacken als Zwischenlagen vertreten. Ebenfalls nicht überall vorhanden und quantitativ ganz zurücktretend, aber um so wichtiger in praktischer Hinsicht sind die Eisenspatlager, auf die später noch eingegangen werden soll[2]).

Es empfiehlt sich vielleicht, eine kurze Zusammenstellung der petrographischen Entwicklung der Werfener Schichten in den wichtigsten Aufschlüssen folgen zu lassen, obwohl diese Angaben ja auch in dem lokalen Teile enthalten sind.

1. Zwischen Prestine und Salice rot gefärbte Tonschiefer mit Kalk- und Mergelbänkchen.

---

[1]) 1901, pag. 739.

[2]) Ein Basalkonglomerat der Werfener Schichten, wie es Arthaber (Lethaea, pag. 255) aus dem westlichen Südtirol und der Lombardei zitiert, ist mir in der Adamellogruppe nicht bekannt geworden. (Nachträglicher Zusatz.)

2. Wenig östlich Campolaro bald graue, bald grünlichgraue, bald rote Mergel und Schiefertone, glimmerige Sandsteine, gelbe schwach kalkige Sandsteine. Nicht weit oberhalb der Brücke des Croce Domini-Baches eine feste, graue, kalkfreie Sandsteinschicht, einen kleinen Wasserfall erzeugend. Über dem Sandstein rote Schiefertone und dann der Zellenkalk.

3. Weiter östlich gegen Croce Domini rote Schiefertone und Tonschiefer, dann graue und grünliche Mergel, später Kalksteinbänkchen, festere Sandsteinbänke (1—2 *m*), roter Schieferton (1—2 *m*), wenig mächtige mergelige Kalksteine und darüber Zellenkalk.

4. Zwischen Pisogne und Sonvico rote, zum Teil sandige Mergel, beziehungsweise Tonschiefer mit Einlagerungen von Kalksteinbänkchen, etwas höher am Hange zum Teil mit auffällig hellen, marmorähnlichen Kalklagen.

5. Valdarda. Bunter Komplex von Kalkbänkchen von etwas mehr als 1 *dm* Dicke mit wechsellagernden dünnen Mergelplatten. Diese bald sehr dünnschiefrig und dann meist rot und reich an Glimmer, bald kompakter und rauh. Die kalkigen Lagen werden beim Verwittern gelb. Stellenweise auch festere Kalkbänke von mehreren Dezimetern Mächtigkeit. Einlagerung des Gastropodenoolithes. Eisenspatbänke.

6. Campras di mezzo. Meist bunt gefärbte Kalktonschiefer.

7. Im ganzen Gebiet südlich von Val Daone zwischen Creto und Cimego auf der einen, den Bruffionehütten auf der anderen Seite meist graue, seltener rote Farben. Gern gelb verwitternd. Die roten Bänke sind kaum an einen bestimmten Horizont gebunden. Ist aber überhaupt ein Unterschied in dieser Hinsicht vorhanden, dann sind sie wohl häufiger in der unteren als in der oberen Hälfte (also umgekehrt wie in den Dolomiten).

8. Chieseschlucht oberhalb Creto. Auf der linken Talseite graue Tonschiefer mit Spaltenausfüllungen von stengeligem Kalkspat; darin hellgraue, im Maximum $^1/_2$ *m* mächtige Bänke eines gelblich verwitternden Dolomites. Auf der rechten Talseite vorherrschend rotbraune, muskovitreiche, undeutlich schiefrige „Tonschiefer", besser als T o n f e l s e zu bezeichnen; darin dieselben Dolomitzwischenlagen wie auf dem anderen Ufer.

9. Graue Dolomitbänke sah ich als Einlagerung auch am Pizzo Garzeto. (Dort auch ein Eisenspatlager.)

10. Tinerli. Kalkmergel mit Zwischenlagen von dünnschiefrigen Schiefertonen, beziehungsweise Tonschiefern und rot verwitternden Kalksteinen. Fünf größere Lager von Eisenspat. Felswände aus der Ferne durch Flechtenüberzüge weiß erscheinend.

11. Cimbergo. Blaßgraue Tonschiefer, mit Salzsäure nicht brausend, dünnplattig, zum Dachdecken benützt.

12. Gelbe und braune Mergel mit Kalkbänkchen zwischen Nadro und Ceto.

13. Zwischen Ceto und Cimbergo. Mit Salzsäure brausende Kalktonschiefer, zum Teil rot, zum Teil grau, später gelb verwitternde Tonschiefer und Mergel.

14. Oberhalb Cimbergo Einlagerungen von Grauwacke.

Diese petrographische Entwicklung zusammen mit der Art der in den Gesteinen auftretenden Fossilien und deren oft massenhafter Anhäufung deutet bereits auf A b l a g e r u n g i n d e r F l a c h s e e hin. Das wird dadurch bestätigt, daß ich an einigen Stellen t y p i s c h e W e l l e n f u r c h e n sah, zum Teil in derselben prachtvollen Entwicklung, wie sie mir aus dem Rotliegenden und besonders dem Buntsandstein der oberrheinischen Randgebirge, sowie aus dem Unterdevon des rheinischen Schiefergebirges persönlich bekannt ist. Diese Stellen sind Malga Clevèt, Aufstieg von Malga

Bondolo zum Passo Bruffione di sopra und Bruffione di mezzo. An letzterer Stelle liegen sie in den allertiefsten Werfener Schichten.

Es hat also nach der terrestrischen Bildung der Hauptmasse des Perms eine langsame, aber nur unbedeutende Überflutung durch das Meer begonnen, die bei Praso und Rino ihre Spuren in den auf pag. 367—369 zitierten, wahrscheinlich den Bellerophonkalken entsprechenden Ablagerungen hinterließ und die Werfener Schichten erzeugte. Diese Transgression war offenbar an den meisten Stellen völlig konkordant. Denn es gelang mir nirgendwo eine merkbare Diskordanz zwischen dem Perm und den Werfener Schichten nachzuweisen. Ebenso erfolgte auch die Auflagerung des Zellenkalkes auf die Werfener Schichten, wie an mehreren Stellen einwandfrei gezeigt werden konnte, in völliger Konkordanz. Selbst in den südlichen Seitentälchen des Croce Domini-Tales, wo das unvermittelte Auftauchen von Werfener Schichten mitten im Zellenkalk zu der Vorstellung von Inseln oder Klippen führen könnte, handelt es sich offenbar um gewöhnliche Erosionsfenster.

c) Gliederung.

Die stratigraphische Gliederung des Komplexes habe ich ebenso wie Gümbel und Bittner von Lepsius übernommen. Dieser fand den zuerst von Benecke in der Val Sugana entdeckten, von Loretz in den Ampezzaner Alpen verfolgten und wohl im ganzen südlichen Ostalpengebiet [1]) nachweisbaren „Gastropodenoolith“ an zahlreichen Stellen Judikariens und der lombardischen Alpen und gliederte daraufhin den Werfener Komplex in die unteren und oberen „Rötplatten“ [2]). Er zeigte ferner, daß in dem obersten Teile der letzteren, „eine bis 10′ mächtige oolithische, harte Kalkbank auftritt, welche größtenteils aus Myophorien, Gervillien und anderen Fossilien besteht“ [3]). „In Judikarien und in der Val Trompia nimmt der Kalk an der Oberfläche eine tiefrote Farbe an. Auch die Eisenkörnchen darin sind intensiver gefärbt als am Mendelabhang. Im Innern ist der Kalk etwas heller, oft bläulich. In dem sehr harten Gestein liegen die massenhaften Versteinerungen sämtlich mit erhaltener Schale, und zwar an der Mendel mit lichter, in Judikarien und Val Trompia mit schwarzer Schale“ usw.

Dieser durchaus zutreffenden Schilderung mag ich an dieser Stelle nichts hinzufügen, obwohl die mikroskopische Untersuchung des sehr schönen Materiales von Esine vollendet ist. Ich habe die Myophorienschichten nur an zwei neuen Fundorten nachgewiesen, nämlich bei Esine in der Val Camonica und bei der Malga Campras di sopra im oberen Caffarotale. Bei Esine sind es übrigens mehrere durch Zwischenlagen von einander getrennte Bänke.

Auch den Beobachtungen über die Gastropodenoolithbänke habe ich nichts Wesentliches hinzuzufügen. Ein paar Stellen, an denen sie mir besonders auffielen, sind in dem lokalen Teile hervorgehoben.

Fossillisten wolle man bei Lepsius vergleichen.

d) Landschaftlich

heben sich die Werfener Schichten sehr stark von dem Perm ab, insofern als sie infolge ihrer rascheren Verwitterung über den Steilwänden des Perms eine flachere von Vegetation oder Schutt

[1]) Mojsisovics (Dolomitriffe, pag. 42) nahm allerdings an, daß die Gastropodenoolithe an kein bestimmtes Niveau gebunden seien.

[2]) = Seiser und Campiler Schichten v. Richthofens.

[3]) 1878, pag. 43

bedeckte Terrasse zu bilden pflegen. Vortrefflich sieht man das in der Val Daone und ihren Nebentälchen, wo die Haupthorizontalwege stets über dem Perm im Gebiet der Werfener Schichten oder des Zellenkalkes entlang führen. In der Hochregion pflegt das Areal der Werfener Schichten infolge ihres größeren Kalkgehaltes auch durch das Auftreten von Edelweiß im Gegensatz zu Perm, Tonalit und den kristallinen Schiefern charakterisiert zu sein. Sehr auffällig ist das zum Beispiel am Passo Gallinera.

e) Verbreitung.

(Vergl. *G.*)

Auf der Ostseite des Kartengebietes lassen sie sich in schmalen, stellenweise unterbrochenen Bändern von der Val di Bregnzzo bis in die Gegend von Roncone verfolgen. Sie begleiten als breite Terrasse die Nordseite der Val Daone und bedecken zwischen Cimego und dem Lavanegberge ein ziemlich großes Areal. Westlich der Vall' Aperta ziehen sie sich als ein geschlossener, zweimal infolge flacher Schichtlage sich stark verbreiternder Streifen bis ins Cadinotal hinein. Westlich davon wurde eine Strecke weit ihre Nordgrenze als Südgrenze von *G* benutzt. Doch erscheinen sie westlich des Passes mitten im Zellenkalkgebiet in den beiden kleinen schon zitierten Erosionsfenstern. Noch weiter westlich diente der Bach der Val delle Valli als Südgrenze der Karte. Wie aus dieser ersichtlich, treten sie noch mehrmals in das Kartengebiet ein und begleiten später den Grignabach auf seinem linken Ufer auf einer ziemlich langen Strecke. Bei Esine enthält der Hang des linken Ufers gerade den Horizont der Myophorienbänke, die mir dort in Steinbrüchen und herumliegenden Blöcken (Fontane) ein reiches Material geliefert haben.

Nach Norden hin fehlen sie dem Kartengebiet bis jenseits der Val Pallobia, beginnen aber bei Ceto von neuem und ziehen sich infolge der im lokalen Teil geschilderten Lagerungsverhältnisse in ungewöhnlicher Breite bis zum Nordhange des Monte Colombè. Dort werden sie infolge der Steilheit des Gehänges und der Fallrichtung und -größe zu einem schmalen, vielfach ganz vom Tonalit abgeschnittenen Bande reduziert, treten aber am Lago d'Arno wieder auf und lassen sich in geschlossenem Zuge bis zum Lago di Campo verfolgen. Hier verschwinden sie im Tonalit des Fumotales, setzen aber oberhalb der Malga Ervina von neuem an und begleiten nun den ganzen Nordrand der Saviorebucht bis über den Passo del Coppo hinaus. Im Baitonegebiet sind sie östlich des Corno delle Granate sicher als schmaler Streifen entwickelt, am Rifugio Baitone vielleicht als Scholle im Tonalit und, nach Trümmern zu urteilen, möglicherweise auch noch auf der Westseite des Corno delle Granate anstehend vorhanden. Wie diese einzelnen Vorkommnisse miteinander und mit der Werfener Zone des Coppopasses in Verbindung zu bringen sind, dafür fehlt jeder Anhaltspunkt. Nördlich von Rino dringt aber ein neuer Zug von Werfener Schichten in unser Gebiet ein und begleitet, von unbedeutenden Unterbrechungen abgesehen, den Gallinerabruch bis auf den Osthang der Val Paghera, ja möglicherweise bis ins Aviotal hinein.

Endlich sind Werfener Schichten möglicherweise auch noch in der schmalen, in den kristallinen Schiefer eingekeilten Permzone des Monte Aviolo mitenthalten.

Daß auch ganz im Osten des Kartenareales, geologisch genommen aber schon außerhalb des eigentlichen Adamellogebietes Werfener Schichten bei Tione anstehen und am Monte Sabbione vorzukommen scheinen, ist im lokalen Teile hervorgehoben worden.

2. Zellenkalk[1]) = obere Abteilung der skythischen Stufe.

(Zellendolomit bei Lepsius, Bittner und Finkelstein, Calcare farinoso bei Curioni, Dolomie cariate bei Cozzaglio.)

Über den Werfener Schichten folgt in dem ganzen Adamellogebiet ein außerordentlich leicht wieder zu erkennendes, petrographisch von ihnen und den überlagernden Schichten völlig verschiedenes Schichtglied, der Zellenkalk. Ich nenne es so, weil nach meinen Erfahrungen der Komplex in seiner normalen Fazies meist nicht aus Dolomiten, sondern aus Kalksteinen besteht und weil der petrographisch charakteristischste Typus, wie Lepsius bereits hervorhob, durch seine zellige Struktur ausgezeichnet ist.

a) Mächtigkeit.

Die Mächtigkeit des Zellenkalkes ist selten einwandfrei zu bestimmen, und zwar aus Gründen, die noch angeführt werden sollen. Am Monte Elto schätzte ich sie auf 50—80 *m*. In der Chieseschlucht oberhalb Creto kam ich zu denselben Zahlen; doch ist die Grenze gegen die Werfener Schichten eine Verwerfung, die Mächtigkeit tatsächlich also höher. In der Val Battistella oberhalb Praso überlagert der Zellenkalk in 1184 *m* Höhe die Werfener Schichten und läßt sich trotz ganz flacher Lagerung bis zu einer Höhe von 1306 *m* verfolgen. Dort wird er von Grundmoräne verdeckt, so daß mir seine obere Grenze unbekannt ist. Man muß aus diesen Daten jedenfalls auf eine Minimalmächtigkeit von 100 *m* schließen[2]). Südlich der Malga Bazena schätzte ich den Zellenkalk auf wenigstens 200 *m*, wenn nicht Repetitionen vorliegen, zu welcher Annahme indessen kein Grund vorhanden zu sein scheint. Zu ähnlich hohen Zahlen dürfte übrigens auch eine genauere Untersuchung des sehr mächtigen Zellenkalkes am Croce Domini-Passe und am Monte Colombine führen. — Lepsius schätzte die Mächtigkeit des Zellenkalkes nur auf 80—100 *m* (pag. 53).

b) Petrographische Beschaffenheit und Entstehungsbedingungen.

Curioni[3]) schildert den Zellenkalk wie folgt: „Calcarea di color bianco volgente al gialliccio, la quale è costituita da lamine che si intersecano in tutti i sensi, di carbonato calcico a minuti cristalli, i cui interstizi sono riempiuti in gran parte da una polvere dolomica farinacea . . . Nelle parti esposte agli agenti atmosferici acquista un colore più decisamente gialliccio e diviene porosa per la scomparsa della parte farinacea.“ Diese mit den Angaben von Neminar[4]) und Ahlburg[5]) auf das genaueste übereinstimmende Beschreibung bezieht sich indessen nur auf eine bestimmte Varietät des charakteristischsten und am meisten auffallenden Gesteines des Schichtkomplexes, nämlich der Rauchwacke.

Interessant ist eine von Curioni angeführte Analyse:

	Prozent
Sandkörnchen von glashellem Quarz	6·5
Lösliche SiO_2	0·6
Al_2O_3 und FeO	1·4
$MgCO_3$	22·9
$CaCO_3$	68·0
Glühverlust und Analysenverlust	0·6
Summe	100·0

[1]) Die Bezeichnung ist hier rein stratigraphisch verwendet.

[2]) Lepsius (pag. 48) gibt hier nur 80 *m* an.

[3]) 1877, I, pag. 122.

[4]) Neminar, Tschermaks Mitteilungen 1875, pag. 251—282.

[5]) Ahlburg, Abhandl. der preuß. geol. Landesanst. 1906, N. F., Heft 50, pag. 38 u. f.

Das Gestein wurde nach seiner Angabe von den Eisenhochöfen als Flußmittel verwendet.

Über dem eigentlichen Zellenkalk beobachtete Curioni bereits das gelegentliche Auftreten von „estesi banchi di argille gessifere, o per meglio dire di anidriti e di veri gessi con accompagnamento di argille piu o meno abbondanti". Er fand nur einmal, und zwar am Croce Domini-Passe eine Versteinerung, nämlich „una conchiglia pettinata".

Lepsius (pag. 51) gibt eine noch genauere, aber in den wesentlichen Zügen übereinstimmende Schilderung des charakteristischsten Gesteines, hebt aber bereits hervor, daß es in „frischem, unverwittertem Zustande eine hellgraue Breccie" ist, deren „eckige Stücke aus dolomitischem, amorphem grauem Kalkstein bestehen". „Die ganze Masse dieser Zellendolomite ist völlig ungeschichtet." Er kennt gleichfalls bereits die Verbindung seines Hauptgesteines mit Tonen, Gipsen, Anhydriten „und zuweilen Steinsalz, eine Verbindung, welche vielleicht diese eigentümliche Gesteinsbildung verursacht hat". Finkelstein (pag. 313) gibt eine der Lepsiusschen ähnliche Schilderung.

Ich möchte diese Mitteilungen noch etwas ergänzen und hebe vor allen Dingen hervor, daß außer der normalen Fazies des Zellenkalkes mit Rauchwacken, Gipsen und Tonen noch eine zweite, dem Esinokalk ähnliche, von mir im Jahre 1896 (pag. 1041) als Eltodolomit bezeichnete Ausbildung auftritt.

c) Normale Fazies.

Am Croce Domini-Wege ist oberhalb Campolaro zweimal die Unterregion des Zellenkalkes vorzüglich aufgeschlossen. An der ersten Stelle bestehen die den Werfener Schichten unmittelbar und konkordant aufgelagerten Bänke aus kompaktem weißgrauem Dolomit. Sonst aber fand ich fast überall Kalkstein, seltener Mergelkalklagen. Auch Breccien mit eckigen Bruchstücken, die nur zum Teil aus Mergelkalk, zum Teil aber aus grauem Dolomit bestehen, treten auf. Die Fragmente liegen in dem gewöhnlichen gelben Zellenkalk, wie ihn Curioni und Lepsius beschreiben. Daneben treten aber auch echte Rauchwacken mit eckigen Hohlräumen auf, die ich von denen des mittleren Muschelkalkes bei Heidelberg nicht unterscheiden kann. Sie herrschen aber keineswegs vor. Der ganze Komplex besitzt eine sehr deutliche Schichtung.

Noch etwas weiter talaufwärts folgt der zweite Aufschluß der Unterregion des Zellenkalkes. Hier bestehen die alleruntersten Bänke nicht aus Dolomit, sondern (pag. 275 dieser Arbeit) „aus kompakten gelblichen, vielleicht etwas mergeligen Kalken. Über diesen folgen aber sofort die grauen, wohlgeschichteten kompakten Dolomitbänke." Sie sind etwa 3 *m* mächtig und werden von etwa 2 *m* Breccie, $^1/_2$ *m* kompaktem Dolomit und etwa 4—5 *m* unebenflächigen Kalksteinen überlagert, die ihrerseits nach oben allmählich in Rauchwacken übergehen. Über diesen Schichten herrschen dann dort die bei der Verwitterung lebhaft gelb werdenden Rauchwacken bei weitem vor. Sie sind unter der Einwirkung des Regens oft ganz zerfressen, von tiefen Löchern und Höhlungen durchsetzt und liefern das gewöhnliche, charakteristische, öde Landschaftsbild der Zellenkalkschluchten.

In der Goletta di Cadino sah ich hellgraue kompakte Dolomite gut aufgeschlossen. Beim Abstieg von Bazena nach dem unteren Teil von Val Vajuga trifft man einen trotz nicht sehr steiler Lagerung der Schichten über 15 *m* hohen isolierten Felsturm von grober Breccie des Zellenkalkes an. Östlich bei Prestine besteht dieser hauptsächlich aus einer Breccie von teils kalkigen, teils dolomitischen, bald hell, bald dunkel gefärbten Bruchstücken, die in einem kalkigen Zement liegen. Das letztere wird bei der Verwitterung gelb. Südlich Cusone in Judikarien traf ich weißgraue

Breccienkalke, die offenbar zum Zellenkalk zu stellen sind; und noch etwas südlicher, kurz vor Cimego, stehen graue bis grauschwarze Dolomite und dünn gebänderte Gipse an, die gleichfalls zu ihm gehören. Zwischen Varassone und Rolla enthält er auffällig weiße, wie Kalkstein aussehende, kompakte Dolomite, deren helle Farbe allerdings vielleicht nicht primär ist (? Kontaktmetamorphose ?). Bei Malga Bruffione di sopra bestehen seine untersten Lagen aus kompaktem weißem Dolomit. In Valdarda (Val Trompia), wo er sehr gut aufgeschlossen ist, wird er von dünnen gelbbraunen Kalkbänkchen und weißen Kalkmergelbänken gebildet, zwischen die sich aber Schichten von Rauchwacke und von Gips einschalten.

Der letztere ist aus der Adamellogruppe von folgenden Punkten sicher nachgewiesen:

Cimego (wie oben), Malga Clef, von wo Lepsius (pag. 314) Gips und Anhydrit in grauen Tonen anführt, Passo Bruffione di sotto (Lepsius pag. 53), Valdarda (wie oben). Aus der Nachbarschaft der Adamellogruppe ist er bekannt von Ono San Pietro (Cozzaglio, 1894, pag. 12), Pisogne (Baltzer, 1901, pag. 75), Volpino usw.

d) Eltodolomitfazies.

(Vergl. Salomon, 1896, pag. 1041, und 1897, II., pag. 156.)

Dieser nach dem Monte Elto [1]) genannte Dolomit hat mit der normalen Zellenkalkfazies die Lage zwischen Werfener Schichten und Muschelkalk gemeinsam. Am Monte Elto selbst traf ich ihn, wie auf pag. 106 mitgeteilt, zuerst an, als ich vom Tinerlipasse zum ersten, östlich davon gelegenen Gipfel des Kammes emporstieg. Er ist dort 50—80 *m* mächtig, ist hellgrau gefärbt, von vielen Kalkspatadern durchsetzt, vollständig kompakt und wohlgeschichtet. Er sieht aus wie Esinokalk, führt schlecht erhaltene Zweischaler nicht gerade selten und dürfte bei längerem Suchen auch bessere Versteinerungen [2]) liefern. „Der erste Gipfel östlich und westlich des Passes besteht ganz aus diesem Dolomit; aber an dem östlichen Gipfel liegt zu unterst eine dünne Lage eines etwas luckig verwitternden, dem Zellenkalk ähnlichen Dolomites." Weiter im Osten stellt sich gleichfalls zwischen den Werfener Schichten und dem Eltodolomit, wie in Fig. 31 pag. 106 dargestellt, eine Lage von echtem Zellenkalk ein. Der Eltodolomit bildet noch weiter im Osten die unter dem Muschelkalk des eigentlichen Eltogipfels entlang laufende, auch aus weiter Entfernung von N her erkennbare schroffe Felswand [3]).

Auch zwischen Braone und Ceto tritt der Zellenkalk an der Straße in einer Fazies auf, die wohl zum Eltodolomit zu stellen ist. Man trifft dort nämlich dicke, kompakte, wenn auch stark zerdrückte Bänke von hellgrauer Farbe in Wechsellagerung mit brecciösen Kalken an. An einzelnen Stellen treten dort aber auch dunklere Kalke anscheinend in mächtigen Banken zusammen mit den helleren Schichten auf. Bei Triveno in der obersten Val di Breguzzo folgt als innerste Kontaktzone über den Hornfelsen der Werfener Schichten ein wohlgeschichtetes System von weißen Marmorbänken, das wohl den Eltodolomit zusammen mit den untersten Teilen des Muschelkalkes umfaßt.

Am großartigsten ist die Eltodolomitfazies aber in dem Monte Colombine entwickelt. Wie auf pag. 271 mitgeteilt, besteht nämlich nicht nur der erste südlich des Muschelkalkes folgende Gipfel aus Eltodolomit, sondern auch das letzte gegen die Goletta di Gavero gerichtete Kammstück.

---

[1]) Westlich Cedegolo, außerhalb *G.*

[2]) Diese würden ein sehr hohes paläontologisches Interesse besitzen, da man Versteinerungen aus der hellen Fazies der Alpen-Trias in so tiefem Niveau bisher kaum kennt.

[3]) Schon Cozzaglio (1904, pag. 10 und 11 des Sonderabdruckes) erkannte, daß an dieser Stelle unmittelbar über den Werfener Schichten die „Riff-Fazies" der Trias auftritt.

Dies wird von grauen Dolomiten und Kalken gebildet, die täuschend wie Esinokalk aussehen. (Vergl. Taf. VI, Fig. 1.) Ich fand in ihnen schon bei flüchtigem Begehen viele schlechte Fossilreste, hauptsächlich von Echinodermen herrührend, daneben aber auch einmal eine lithodendronartige Koralle. Die Mächtigkeit der Schichten ist für Zellenkalk ungewöhnlich groß. Sie gehen aber im Streichen auf der nach dem Caffaro gerichteten Seite in den typischen gelben Zellenkalk über.

— —

Es kann also kein Zweifel darüber bestehen, daß unmittelbar uber den Werfener Schichten zwei miteinander vikariierende Fazies auftreten, von denen die eine ihrer Bildung nach mit dem Esinokalk- oder -dolomit übereinstimmt und Fossilien nicht gerade selten führt, während die andere, so gut wie fossilfreie, durch das Auftreten von Gips, Anhydrit, Tonen, Rauchwacken, beziehungsweise Breccien charakterisiert ist.

Der Eltodolomit ist jedenfalls in derselben Weise wie der Esinokalk und -dolomit entstanden. (Vergl. dort.) Das heißt, er dürfte, wie wohl die weißen „Riffkalke", überhaupt seinen Aufbau hauptsächlich Kalkalgen, und zwar den Coccolithophoriden sowie eventuell auch Korallen verdanken.

Viel schwieriger ist die Bildung der normalen Zellenkalkfazies zu erklären. Kein Anzeichen spricht für Entstehung auf dem Lande. Die Ausscheidung des Gipses aus abflußlosen Seen von Steppen oder Wüsten ist also von vornherein auszuschließen. Aber auch für die Annahme von Verhältnissen, wie wir sie in dem oft zitierten Karabugas vor uns haben, fehlt zunächst anscheinend jede Basis.

Untersuchen wir nun aber die Verbreitung des Zellenkalkes, so geht aus den Untersuchungen und Zusammenstellungen von Curioni, Lepsius, Mojsisovics und anderen hervor, daß östlich der Etsch und in der westlichen Lombardei die Zellenkalkfazies fehlt [1]), sei es nun, daß sie dort durch die obersten Werfener Schichten ersetzt ist, wie gewöhnlich angenommen wird [2]), sei es, daß sie von dem untersten Muschelkalk vertreten wird. Nun sind die Werfener Schichten der Südalpen eine küstennahe Seichtwasserbildung. Aber auch im Muschelkalk des Nonsberges (Val di Bresimo), Judikariens, Recoaros und der Dolomiten deuten teils Landpflanzenreste, teils Konglomeratbildungen und andere petrographische Merkmale auf die Nähe von Land, beziehungsweise das Auftreten von Inseln. Es ist also für die Zeit der Werfener Schichten und des unteren Muschelkalkes sicher, daß sich in der Nahe des Adamellogebietes Land über den Meeresspiegel erhob. Die Eltodolomitvorkommnisse sind dementsprechend wohl als die dieses Land begleitenden Riffbildungen anzusehen. Damit aber ergibt sich die Wahrscheinlichkeit der Existenz von Lagunen, sei es nun rundlicher [3]), sei es langgestreckter Gestalt [4]); und in diesen Lagunen hat offenbar die Bildung der normalen Zellenkalkfazies mit ihren Lagern von Gips und Anhydrit, analog der Ausscheidung von Gips und Glaubersalz im Karabugas, stattgefunden [5]).

— —

[1]) Nach Philippi (Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellschaft 1895, pag. 686) ist sie in der Grignaregion stellenweise entwickelt.

[2]) Auch in den Nordalpen tritt in den oberen Werfener Schichten Gips mit Salz auf.

[3]) In Atollen.

[4]) Zwischen Riff und Land

[5]) Auch im Karabugas wird jetzt von einer Kalkalge ein nach dem Festwerden fast strukturloser Kalkstein gebildet, der den Kalklagen des Zellenkalkes entsprechen könnte Die betreffende Pflanze liefert bis zu 2 *cm* dicke Krusten, die erst weich sind, dann aber rasch erhärten. Vergl. Andrussow, Peterm. Mitteil. 43, 1897 (zit. nach Stahlberg, Naturw. Wochenschr. 1905, pag. 698).

Ich bin weit davon entfernt, diese Hypothese für sicher zu halten. Sie scheint mir aber die Verbreitung des Zellenkalkes und das Vikariieren der Riff- und Rauchwackenfazies am besten zu erklären.

c) Auflösungserscheinungen und ihre Folgen.

Wo die normale Zellenkalkfazies von dem fließenden oder einsickernden Wasser erreicht wurde, da hielt sie ihm nicht stand, sondern wurde im Gegensatz zu den unterlagernden, im großen und ganzen tonigen Werfener Schichten, den festen, kompakten Kalkbänken des überlagernden Muschelkalkes und den nicht weniger festen kompakten und chemisch schwer angreifbaren Dolomiten der Eltofazies auf das rascheste angegriffen und zerstört. Der Anhydrit wandelte sich unter Aufblähung in Gips um und stauchte die umgebenden Gesteine [1]. Der Gips wurde aufgelöst, fortgeführt und hinterließ unterirdische Hohlräume, in die schließlich die höherliegenden Massen hineinbrachen, so zur Bildung der sicher nicht primären Breccien Veranlassung gebend. Das Material zu den Brecccienfragmenten lieferten in fast allen mir bekannten Vorkommnissen die kompakten Zwischenlagen und Schichten des Zellenkalkes selbst [2]. Es ist in der petrographischen Beschreibung genau geschildert worden. Das die Fragmente verkittende Zement ist aber zweierlei Ursprunges. Entweder nämlich wurden bei der Breccienbildung soviel feinste Trümmerchen als Gesteinsmehl abgedrückt und abgerieben, daß sie für sich allein die Hohlräume zwischen den größeren Fragmenten erfüllen und in ihnen zum Zement erhärten konnten. Oder die zwischen den Fragmenten klaffenden Spalten und Hohlräume blieben leer und wurden später durch Sickerwasser mit Kalkspat erfüllt. Dann konnte es eintreten, daß nachtraglich die Bruchstücke aufgelöst wurden, während die im ersteren Falle aus einer dichten Gesteinsmasse, im zweiten aus Kalkspat bestehenden Wände stehen blieben. Es entstanden dann im einen Falle echte Rauchwacken, im anderen die von Curioni und Lepsius beschriebenen sonderbar aussehenden zelligen Gesteine [3]. Übrigens ist nach meinen Beobachtungen die Bildung der zelligen Gesteine des mittleren Muschelkalkes bei Heidelberg genau in derselben Weise zu erklären.

Natürlich ist es möglich, daß der Zusammenbruch der Gesteine und der Breccienbildung vor vollendeter Entfernung des Gipses stattfand, so daß die Breccien zuerst zum Teil noch Gipsfragmente enthielten. Diese mußten dann der Auflösung besonders rasch anheimfallen. Vielleicht erklärt sich daraus die Tatsache, daß der Zellenkalk auch in der Kontaktzone trotz völliger Marmorisierung sehr häufig schon an seiner löcherigen Beschaffenheit zu erkennen ist. Es ist das im lokalen Teile von den folgenden Örtlichkeiten besonders angeführt worden: Monte Colombè, Lincino, Ert, Redotem, Malga Bondolo. Dabei ist, soweit ich mich erinnere und Notizen darüber habe, an allen diesen Stellen eine Breccienstruktur nicht mehr erkennbar. Es wäre demnach die Bildung der Breccien vor der Kontaktmetamorphose vollzogen gewesen, die Auflösung des Gipses und der Zusammenbruch der Wölbung prätonalitisch oder gleichalterig mit der Intrusion [4].

[1] Darauf sind wohl die Faltungen des Zellenkalkes in Valdarda zurückzuführen.

[2] Wahrscheinlich gehören die auf pag. 194 zitierten Bruchstücke eines schwarzen fossilführenden Kalkes schon zum Muschelkalk.

[3] Ich will natürlich durchaus nicht bestreiten, daß tektonische Bewegungen, wie es Philippi (l. c. pag. 687–688) für die Grignagegend schildert, gelegentlich die Veranlassung zur Zellenkalkbildung liefern können, auch ohne daß Gips ursprünglich vorhanden war. Für die Adamellogruppe und ihre Umgegend ist aber der Gips an so vielen Stellen nachgewiesen, daß wir dort keine andere Erklärung brauchen.

[4] Die Breccien- und Rauchwackenbildung im mittleren deutschen Muschelkalk hat sich ohne gebirgsbildende Bewegung vollzogen, aber freilich wohl erst nachdem die Schichten eine ziemlich oberflächliche Lage erreicht hatten.

Jedenfalls trafen die mit der Intrusion Hand in Hand gehenden oder ihr noch folgenden Gebirgsbewegungen in dem Zellenkalk bereits ein zur Zerstückelung und Verschiebung besonders geeignetes Material an, während sein Liegendes und Hangendes viel größeren Widerstand leisteten. So kommt es, daß die heutigen Grenzen des Zellenkalkes an zahlreichen Stellen Brüche sind, die sich aber meist nicht weit in das benachbarte Gebirge hineinverfolgen lassen. Ich erinnere nur an die Grenze des Zellenkalkes gegen die Werfener Schichten in der Chieseschlucht oberhalb Creto, an den Bruch südlich der Goletta di Gavero und an das Abstoßen des Zellenkalkes an Reitzischichten nördlich Vaimane. Diese oft sekundäre Begrenzung des Zellenkalkes, ebenso wie die infolge der Auflösung des Gipses erfolgten Zusammenbrüche sind die Ursachen, warum es sehr schwer ist eine richtige Vorstellung von der Mächtigkeit des Komplexes zu bekommen.

Eine weitere Folge der leichten Zerstörbarkeit des Zellenkalkes ist es, daß Bäche, die sich in ihm einzuschneiden beginnen, ihr Bett sehr rasch vertiefen und so bedeutende Taleinschnitte erzeugen. Ja, auch ohne oberflächlich fließendes Wasser kommt es, wohl hauptsächlich durch unterirdische Höhlenbildung, zur Entstehung von Depressionen und Vertiefungen, so daß eine Anzahl von wichtigen Tälern und Paßeinschnitten im Zellenkalk liegen. Ich erinnere nur an den Abschnitt von Val di Degna unterhalb der Santella di Degna, an das Grignatal zwischen Bienno und Esine, an die tiefen Seitenrunsen der Chieseschlucht bei Creto, an die Paßlücken zwischen Cingolo rosso und Monte Rema, an das Croce Domini-Tal unterhalb des Passes bis Campolaro, an Goletta di Gavero und di Cadino.

Eine ganz eigentümliche Wirkung der unterirdischen Höhlenbildung ist die auf pag. 35 eingehend beschriebene Bildung der „laghetti di Esine", bis zu 38 *m* im Durchmesser erreichender Erdfälle im Alluviongebiet des Grignaflusses. Da die Trichter bis unter das Grundwasserniveau hinunterreichen, füllen sie sich sofort nach ihrer Bildung mit Wasser und werden so zu „laghetti". Unterirdisch steht an dieser Stelle zweifellos Zellenkalk an.

Daß in den Zellenkalkregionen stets ein erheblicher Teil, oft die Gesamtmenge des Regens und fließenden Wassers einsickert und verschwindet[1], ist leicht verständlich. Wo die Schichten flach liegen, staut sich dann das Wasser auf der Oberfläche der tonigen Werfener Schichten, so daß die Grenze zwischen diesem und dem Zellenkalk einen außerordentlich konstanten, ja eigentlich den einzig zuverlässigen Quellhorizont des Adamellogebirges bildet. In dem lokalen Teile sind eine ganze Anzahl derartiger Quellen aufgeführt worden; ich erinnere hier nur an die Gegend oberhalb Cimbergo, an den Monte Colombè, an den Passo Valdi. Diese Quellen haben sich nun, wenn ihr unterirdischer Weg lang genug ist, mit einer großen Menge gelöster Bestandteile der Zellenkalkgesteine beladen und dienen infolgedessen zum Teil als Heilquellen. In erster Linie ist in dieser Hinsicht die in Oberitalien sehr bekannte und geschätzte Quelle von Casino Boario in der Val Camonica zu nennen. Sie hat nach einer Analyse von A. Pavesi die folgende Zusammensetzung I, zum Vergleich mit der ich die schon auf pag. 283 mitgeteilte Zusammensetzung der analogen Quelle von Salice (II) mitteile.

[1] Zum Beispiel Croce Domini-Tal, Valbuona di Daone.

				I Gramm	II. Gramm
Fester Rückstand	auf 1	Liter	Wasser . . .	2·2805	2·1606
$Na_2 CO_3$	„ 1	„	„ . . .	—	0·0800
$Ca CO_3$	„ 1	„	„ . . .	—	0·1020
$Na_2 SO_4$	„ 1	„	„ . . .	0·0177	0·3500
$Mg SO_4$	„ 1	„	„ . . .	0·0662	0·1400
$Ca SO_4$	„ 1	„	„ . . .	2·1750	1·4870
„Eisenkarbonat"	„ 1	„	„ . . .	0·200	—
$Na Cl$	„ 1	„	„ . . .	0·0076	—

Die Lage der Quelle von Salice in der Zellenkalkzone der Val delle Valli ist auf pag. 283 dieser Arbeit beschrieben.

Beiden Quellen ist der hohe Gehalt an Sulfaten und die ausgesprochene Vorherrschaft des Kalkes über Magnesia und Natron gemeinsam. An beiden Stellen müssen Gipslager noch unterirdisch vorhanden sein. Wahrscheinlich wird noch eine größere Anzahl anderer Quellen desselben Niveaus ähnliche Zusammensetzung und Heilwirkung haben. Man hat sie wohl nur bisher nicht darauf geprüft. Bei einer Reihe von anderen Quellen des Adamellogebietes, zum Teil auch solchen, die nicht dem Zellenkalk, sondern jüngeren Kalkmassen entstammen, bestehen die festen Bestandteile wesentlich aus kohlensaurem Kalke und bilden daher in der bekannten Weise an der Austrittsstelle der Quelle Sinterablagerungen, meist ganz jungen Alters. Da sie nicht selten eckige Gesteinsbruchstücke in großer Zahl umschließen, so ist es oft schwer ohne eingehende Untersuchung zu erkennen, ob es sich um triadische Zellenkalkbreccien[1]) oder um recente, beziehungsweise diluviale Sinterbreccien handelt. Im lokalen Teile sind eine ganze Anzahl derartiger Punkte angeführt worden. Ich erinnere hier nur an Pillo bei Breno, Malga d'Arnò und Val Bondone in Judikarien, Malga Rolla in der Val Daone. Wo natürlich, wie unmittelbar oberhalb Roncone in der Val Bondone, Quarz oder anderes kristallines Material in den Breccien auftritt, ist das jüngere Alter leicht nachweisbar.

f) Landschaftlich

ist der Zellenkalk außerordentlich charakteristisch. Schon Lepsius (pag. 52) hebt hervor, daß er infolge seiner raschen Verwitterung „flache, wiesenbedeckte Abhänge bildet und nur in den Wasserrissen in steiler, zerklüfteter Wand ansteht". Finkelstein (pag. 313) sagt sehr zutreffend und anschaulich: „Bei der Verwitterung entstehen Hohlräume, im Innern einen mehligen Staub enthaltend. Ihre Dimensionen schwanken bedeutend und große Höhlen kommen vor. Der bröcklige Felsen zerfällt in abenteuerliche Säulen, die gelbe Zersetzungsfarbe und die langen Schutthalden, die sich am Fuße ablagern, machen ihn schon von weitem kenntlich." Es gibt in der Tat in der Adamellogruppe kaum ein öderes und doch charakteristischeres Landschaftsbild als die lange einförmige gelbe Zellenkalkfurche westlich des Croce Domini-Passes.

Aber auch in praktischer Hinsicht verdient das Auftreten des Zellenkalkes Beachtung Die plötzliche Bildung der Erdfälle von Esine wird sich noch öfter wiederholen und kann Unglücksfälle hervorrufen. Wesentlich gefährlicher ist aber die Lage des Dörfchens Prestine, von dem der größte Teil auf diesem unsicheren Boden erbaut ist. Es wäre dringend anzuraten, daß der Unter-

[1]) Eventuell auch Breccien der Raibler Schichten.

grund dort genauer[1]) untersucht wird um festzustellen, ob dort nicht bereits gefahrdrohende Stellen vorhanden sind.

Auch in der Hochregion sind die Wände des Zellenkalkes (Mte. Colombine di Caffaro, Forcel rosso) fast stets durch Steinschlag gefährlich und man tut gut, solche Stellen wenigstens in den schlimmsten Tageszeiten zu meiden.

Auf das Auftreten „einer petrographisch vom Zellenkalk der Adamellogruppe ununterscheidbaren Rauchwacke" innerhalb der Tonaleschiefer des Monte Padrio ist bereits auf pag. 335 hingewiesen worden.

II. Anisische Stufe = „alpiner Muschelkalk".

Es ist hier nicht der Ort die umfangreiche Literatur über die Parallelisierung der deutschen und der alpinen Muschelkalkbildungen eingehend zu behandeln. Wir sind aber jetzt, dank den neuen Funden, die Tornquist[2]) in Sardinien gemacht hat, in der Lage, die obere Grenze des deutschen Muschelkalkes[3]) auch in den Alpen mit einem ziemlich großen Maße von Wahrscheinlichkeit etwa (nicht genau) mit der Grenze zwischen Wengener und Cassianer Schichten zusammenfallen zu lassen[4]). Es würde dann der untere Teil der Kalk- und Dolomitmassen von Esino, des Schlern und der Marmolata[5]) noch dem deutschen Muschelkalk, ihr oberer ebenso wie die Cassianer Schichten schon der deutschen Lettenkohle entsprechen. Diese Schlußfolgerung stimmt aber in einem wesentlichen Punkte mit dem überein, was ich schon 1894[6]) über die Parallelisierung des Marmolatakalkes und der annähernd gleichalterigen Kalk- und Dolomitmassen der Südalpen auf Grund der Zusammensetzung der Marmolatafauna behauptete. „Der Marmolatakalk hat mit dem deutschen Muschelkalke eine sehr große Anzahl von Formen gemeinsam. Da diese aber zu einem großen Teile auch in die Lettenkohle hineingehen und nur zum kleinen Teile für den Muschelkalk charakteristisch sind, so ist ein Schluß auf die Lage der Keupergrenze im Verhältnisse zu den alpinen Ablagerungen nicht möglich. Wahrscheinlich ist es aber, besonders wenn man die große Mächtigkeit des Marmolatakalkes berücksichtigt, daß dieser den deutschen oberen Muschelkalk ganz oder zum Teil umfaßt und vielleicht noch einem Teile der Lettenkohle äquivalent ist."

Mittlerweile hat sich nun aber auch hinsichtlich der damals ziemlich allgemein anerkannten Parallelisierung der Lunzer Schichten mit der deutschen Lettenkohle eine ganz neue Tatsache ergeben. Die pflanzenführenden Schichten von Neuewelt bei Basel sind gar nicht Lettenkohle, sondern Schilfsandstein[7]). Die Lunzer Schichten liegen also höher, als man bisher glaubte[8]). Damit erfährt aber auch Beneckes Tabelle der alpinen und deutschen Triasbildungen[9]) eine glanzende

[1]) Eventuell mit Hilfe von Bohrungen.

[2]) Protokoll d. Deutschen geol. Ges., Bd. 56, 1904, pag. — 154 —; und Sitzungsber. d. Berliner Akad. d. Wissensch. 1904, pag. 1111.

[3]) Exkl. Lettenkohle.

[4]) Vergl. Frech in Arthaber, Lethaea, pag. 274, Anm. 4.

[5]) Vergl darüber unter „Esinokalk".

[6]) Marmolata, pag 59 u. 60.

[7]) Vergl. Benecke, Zentralblatt f. Mineralogie usw., 1906, pag. 1—10.

[8]) Nur Benecke und Koken haben schon früher die Lunzer Schichten mit dem Gipskeuper, beziehungsweise dem Schilfsandstein verglichen.

[9]) Berichte d. Naturf. Gesellsch. zu Freiburg i. B. 1898, Bd. X, pag. 149.

Bestätigung. Nur in einem Punkt muß sie auf Grund des schon vorher erwähnten Tornquist-schen Fundes von *Protrachyceras longobardicum* zusammen mit *Ceratites Münsteri* eine Änderung erfahren. Die Lettenkohlen-Muschelkalkgrenze der deutschen Kolumne sollte etwa zwischen Wengener und Cassianer Schichten und mitten in den Marmolata-Wetterstein-Esinokalk und Schlerndolomit einschneiden.

Unter diesen Umständen ist es nun allerdings wohl an der Zeit, allmählich einen neuen Ausdruck neben dem alten „alpiner Muschelkalk" mit der Absicht der allmählichen Verdrängung des letzteren einzubürgern; und so habe ich mich gleichfalls zu der Anwendung des Namens „anisische Stufe" entschlossen.

Anderseits scheint es mir gänzlich verfehlt und aussichtslos in Deutschland den Namen „Muschelkalk" deshalb auf die Lettenkohle ausdehnen zu wollen, weil diese, wie Benecke, Fraas und andere sehr richtig hervorgehoben haben, eine Muschelkalkfauna enthält. Auch die Form „Muschelkalk im weiteren Sinne" würde eine heillose Verwirrung gar nicht verhüten können.

Die anisische Stufe läßt in der Adamellogruppe vielfach deutlich die drei paläontologischen Hauptzonen unterscheiden. Ich nenne sie im Anschluß an Arthaber 1. *Gracilis*-Schichten = unterer alpiner Muschelkalk oder abgekürzt „unterer Muschelkalk" = Zone des *Dadocrinus gracilis*. 2. Recoarokalke = Brachiopodenkalk = Zone der *Rhynchonella decurtata*. 3. *Trinodosus*-Schichten = Prezzokalk = oberer (alpiner) Muschelkalk = Zone des *Ceratites trinodosus*.

Von diesen drei Schichtgliedern ist das erste gewöhnlich weitaus am mächtigtsten entwickelt. Das zweite ist sehr wenig mächtig und fällt nur meist durch seinen Reichtum an Brachiopoden auf.

1. Gracilis-Schichten = unterer (alpiner) Muschelkalk.

a) Mächtigkeit.

Ich habe die Mächtigkeit dieses Komplexes nur an einer Stelle mit ziemlicher Genauigkeit ermittelt, nämlich in der Chieseschlucht oberhalb Creto. Ich fand dort, wie auf pag. 189 ausführlich begründet, zwischen 244 und 301, wahrscheinlich ziemlich genau 273 *m*. Das stimmt auch sehr gut mit der Zahl, 800—900 Fuß, die Bittuer[1]) für die obere Val Daone auf Grund von Schätzungen angibt. Lepsius[2]) schätzte weniger, nämlich für die Umgebung der Val Daone 500 Fuß, für den Dosso alto 120 *m*. Sehr viel weniger mächtig scheinen die *Gracilis*-Schichten nördlich der Malga Bruffione di sopra zu sein. Dagegen kam ich, wie auf pag. 249 geschildert, für die Pedalta am Monte Guglielmo zu der ungeheuerlichen und wahrscheinlich nicht richtigen Zahl von 630 *m*. Sie erklärt sich, wie am angegebenen Orte ausgeführt, wahrscheinlich dadurch, daß der dortige Schichtkomplex auch noch jüngere Bildungen mitenthält.

b) Auflagerung.

Die Auflagerung auf dem Zellenkalk scheint überall vollständig konkordant zu sein. Doch ist die Unterregion des Muschelkalkes nicht selten infolge der schon geschilderten Auflösungserscheinungen im Zellenkalk stark gestört und von klaffenden Spalten durchsetzt. Ich erinnere zum Beispiel an die Verhältnisse in der Chieseschlucht bei Creto und in Valdarda bei Collio.

---

[1]) 1881, pag. 230.

[2]) 1878, pag. 54.

c) Versteinerungen.

An erkennbaren fossilen Resten ist der *Gracilis*-Horizont in der Adamellogruppe meist sehr arm, und auch die erkennbaren Reste sind gewöhnlich nicht gut erhalten. Ich führe die folgenden Fundorte an, indem ich auch hier auf die demnächst erscheinende ausführliche Ratzelsche Bearbeitung meines Materiales verweise.

Esine: *Diplopora sp.*, kleine Stielglieder eines Crinoiden, wohl des *Dadocrinus gracilis* selbst.
Cogno: *Pleuronautilus Pichleri v. Hauer sp.* (Niveau nicht sicher, Ratzelsche Bestimmung).
Chieseschlucht oberhalb Creto: Crinoidenbank.
Oberhalb der Kirche von Prezzo: Korallen (Niveau nicht sicher).
Östlich von Creto: Trochiten.
Lavaneg: Viele Trochitenbänke.
Monte Doja (im kontaktmetamorphen dunklen Marmor): Crinoidenkrone mit wohlerhaltenen *Pinnulis*.
Dosso alto: Unbestimmbarer Gastropode und Brachiopode, Trochiten, ? Seeigelreste.
Pedalta (Monte Guglielmo): Trochiten.
Monte Colombine di Caffaro: *Diplopora sp.*
Monte Bazena: Gastropoden.

Auch Lepsius kennt nur wenig Versteinerungen aus unserem Horizont. Er sagt: „Kalke, welche allein von charakterlosen Gastropoden und von Trochiten bevölkert sind; nur in der Val Roncone [1]) am Monte Giugea traf ich ein Korallenriff und einen kleinen globosen Ammoniten darin an" (pag. 54). Auf pag. 209 sagt er: „Dieser untere Muschelkalk (sc. des Cornovecchio in Valbuona di Daone) enthält nur Trochiten, diese aber massenhaft und von der Größe der *Liliiformis*-Stielglieder." „Bemerkenswert ist, daß sich die Trochiten auch in dem weißen Marmor auf das beste erhalten haben." „Die Trochiten haben einen Durchmesser von 7—8 *mm*." Auch aus Val Bondone zitiert er „bis zu 5' mächtige Lagen, welche nur aus Trochiten, großen und kleinen, zusammengesetzt sind" (pag. 211). Endlich zitiert er „zahlreiche Trochiten" aus dem unteren Muschelkalk des Monte Doja (pag. 223).

Bittner (pag. 230) sagt: „Das wenige, was von Petrefakten daraus bekannt wurde, beschränkt sich auf — etwas allgemeiner verbreitete — Crinoidenstielglieder, Gastropodendurchschnitte und auf das Auftreten bivalvenführender Bänke." Auf pag. 231 bemerkt er über die Gegend südlich der Val Daone, daß „Trochitenbänke nahezu das einzige sind, was man hier an organischen Resten in diesem Niveau findet". „Am Monte Melino oberhalb Prezzo treten in einzelnen Bänken ebenfalls hier und da Auswitterungen kleiner Crinoidenstielglieder, ähnlich dem *Encrinus gracilis*, auf." Er kennt aber ferner noch aus der Gegend von Tione (pag. 231) *Myophoria vulgaris*, *Myacites cfr. mactroides* und *Pecten cfr. discites*.

d) Petrographische Beschaffenheit.

Wir haben in der Adamellogruppe das Übergangsgebiet zweier verschiedener Gesteinsfazies von größerer Bedeutung, neben denen aber noch wenigstens zwei andere Lokalfazies, eine dolomitische (M. Colombine di Caffaro) und eine „Riff"-Fazies [2]) auftreten. Ich will diese vier Ausbildungs-

[1]) = Val Bondone dieser Arbeit.

[2]) Über „Riff-Fazies" vergleiche man die Ausführungen unter Esinokalk.

arten im folgenden als: 1. camunische, 2. judikarische, 3. Colombine- und 4. „Riff“-Fazies unterscheiden. Ein Basalkonglomerat ist im ganzen Adamellogebiet in keiner der Fazies entwickelt[1]).

α) Camunische und judikarische Fazies.

Im Gegensatz zu Judikarien ist der *Gracilis*-Horizont in der Val Camonica vorherrschend aus dünnschichtigen knolligen bis langflaserigen tonreichen Kalken und zahlreichen tonig-mergeligen Zwischenlagen zusammengesetzt, während in Judikarien erst die *Decurtata*-Zone diese petrographische Beschaffenheit annimmt. Der *Gracilis*-Horizont aber besteht in Judikarien aus ebenflächigen, tonarmen, dickschichtigeren Kalken mit nur unbedeutenden und auch viel selteneren Zwischenlagen von tonigen Substanzen. Die Farbe der Kalke ist in der kamunischen Fazies fast stets sehr dunkel, schwarz oder grauschwarz, in der judikarischen heller, meist etwa rauchgrau. Nur am Dosso alto sah ich im Osten ähnlich dunkle Kalke wie in der Val Camonica.

Eine scharfe Grenze ist zwischen den beiden Faziesgebieten nicht vorhanden. Der Übergang vollzieht sich in der Weise, daß man, von Osten kommend, in sehr verschiedenen Niveaus, hauptsächlich aber in der Oberregion unter der *Decurtata*-Zone knollige Strukturen und größeren Tonreichtum antrifft, so daß man zuerst zu der Annahme geneigt ist, der Brachiopodenkalk schwelle allmählich nach Westen an. Weiter im Westen stellen dann schließlich die ebenflächigen Bänke eine Ausnahme dar. Eine trennende Landzunge oder submarine Barre oder eine Inselreihe war also sicher nicht die Ursache zu der verschiedenartigen Entwicklung im Oglio- und Chiesetal.

Es dürfte vielleicht für den Leser von Interesse sein, als Beweis für diese Anschauung die folgende Zusammenstellung der petrographischen Entwicklung verschiedener Fundorte mitgeteilt zu bekommen.

Ogliobrücke bei Cogno (Ponte d'Esine) an der camunischen Landstraße: Langflaseriger bis ganz dünnschichtiger grauschwarzer Kalk, der aus abwechselnden dünnen tonigen und etwas dickeren kalkigen Lagen besteht.

Zwischen dem Friedhof von Bienno und der Kirche der Madonna vor Prestine: Grauschwarz bis schwarz, kleinknollig bis dünnschichtig, indem Gesteinsarten mit lang linsenförmigen Knollen den Übergang vermitteln. Zwischen den Kalklagen dünne tonige Zwischenschichten oder Beläge.

Zwischen Berzo und Esine: Schwarze, etwa 1 *dm* mächtige, zum Teil nicht ganz ebenflächige Bänke und weiterhin kleinknollige, beziehungsweise dünnwellige Bänke mit tonigen Zwischenlagen wie zwischen Bienno und Prestine. In einem alten Steinbruch dickbankige schwarze Kalke mit Diploporen.

Straße zwischen Berzo und Cividate: Feste ziemlich dicke Bänke mit höckeriger Oberfläche in ziemlicher Zahl eingeschaltet in die gewöhnlichen kleinknolligen und welligflaserigen dunklen Kalke.

Kamm des Monte Elto: Hellgrauer bis schwarzer[2]) knolliger Kalk mit zum Teil eigentümlich wulstigen Kalkbänken und Einschaltungen von gelb verwitternden, wohl etwas mergeligen Bänken. Stellenweise (Pizzo Garzeto) auch sehr tonreiche Bänke.

Wald des Dosso del Termine: Schwarze knollige Kalke.

---

[1]) Vergl. aber Arthaber, Lethaea, pag. 263.

[2]) Farbe meist nicht tiefschwarz, sondern schwarzgrau

49*

Aufstieg vom Passo della Croce Domini zum Bazenagipfel: Zuerst ziemlich mächtige Bänke ohne tonige Zwischenmittel (judikarische Fazies), erst höher die camunische Fazies (auf den Schichtflächen viel Kriechspuren).

Ecke zwischen Goletta di Cadino und Malga dei Dossi: Viel Schlangenwülste wie im deutschen Muschelkalk.

Malga Banca di Cadino: Knollige, dick- bis dünnbankige Kalke mit wenig tonigen Zwischenlagen.

Weg von Bersone nach Praso (Judikarien): Rauchgraue Kalke, mehrere Dezimeter mächtig, ziemlich ebenflächig, etwas höher gelegentlich mit ganz dünnen tonigen Zwischenmitteln zwischen den dicken Kalkbänken (typische judikarische Fazies).

Chieseschlucht oberhalb Creto (unterhalb der Prezzobrücke): Mehr oder weniger dicke, ziemlich ebenflächige Kalksteinbänke von meist rauchgrauer Farbe. (Kein Dolomit nachweisbar.) Ganz unten, wenig über dem Zellenkalk dünne flachknollige Bänke mit nur ganz dünnen tonigen Belägen. In den höheren Niveaus überhaupt keine tonigen Beläge, wohl aber an einzelnen Stellen dünnplattige, etwas gebogene Kalksteinlagen, die von fern wie schiefrig aussehen. Die allerobersten, von Cusone aus auf dem rechten Ufer erreichbaren Lagen unmittelbar unter dem Brachiopodenkalk sind dickbankige, ebenflächige Kalksteine von hell- bis dunkelgrauer Farbe.

Zwischen Bersone und der Chieseschlucht-Brücke: Dunkelrauchgraue, dickbankige, ziemlich ebenflächige Kalksteine mit vereinzelten hellgrauen Dolomitzwischenlagen. Nach unten hin setzen diese einen zweiten Aufschluß allein zusammen. Der Dolomit schimmert etwas (dem deutschen Wellendolomit ähnlich).

Frugone: Rauchgraue, ziemlich ebenflächige, einen bis mehrere Dezimeter mächtige Bänke (Nicht glimmerig, nicht sandig im Gegensatz zum oberen Muschelkalk.) Mit ganz dünnen Zwischenlagen von sandig-tonigem Kalk.

Dosso alto: Dünnschichtig ebenflächig, grauschwarz, in den dünnen Bänken etwas knollig struiert, mit kieselig-tonigen Bändern, die eckig zerfallen. Vereinzelte deutlich knollige Bänke keineswegs bloß in den höheren Niveaus. An anderen Stellen geradezu als schwarz zu bezeichnen (mit Stylolithen). Auf der verwitterten Oberfläche weißgrau, aus der Entfernung mitunter weiß aussehend. Im wesentlichen judikarische Fazies.

Pedaltawand (Monte Guglielmo am Iseosee): Besteht fast ganz aus etwas knolligen dünnen Bänken von schwarzem bituminösem Kalk (kamunische Fazies). Erst die allerobersten Lagen werden dicker, ebenflächiger, heller in der Farbe. Sie gehören aber jedenfalls schon in ein höheres Niveau. (? *Trinodosus*-Stufe oder Esinokalk.)

Die bisher aufgeführten Punkte zeigten die beiden Fazies ziemlich rein. Die folgenden zeigen das Auftreten mehr oder weniger mächtiger Massen vom Typus der kamunischen Fazies im Osten.

Gehänge des Lavaneg gegen Cleabà: Unterer Muschelkalk vorherrschend in der judikarischen Fazies, aber doch schon vielfach nach Art der camunischen Fazies kleinknollig und mit tonigen Zwischenlagen.

Valbuona di Daone: An einer Stelle (Punkt 6 der Figur 51, pag. 204) Schichten, die entweder Brachiopodenkalk sind oder der camunischen Fazies angehören. Das letztere ist wahrscheinlicher (vergl. pag. 205).

Hang des Monte Rema gegen Vall'Aperta: Offenbar in verschiedenen Niveaus Einschaltung von camunischer Fazies in die judikarische.

β) Colombinefazies.

Wie auf pag. 270 ausgeführt, besteht der nördliche Teil des Colombinerückens aus einem dem Zellenkalk aufgelagerten konkordanten System von „dunklen Dolomit- und Kalkbänken mit wohl nur seltenen tonigen Zwischenlagen. Dolomit herrscht vor. Die Gesteine sind feinkörnig, schimmern etwas und zeigen oft eine ganz dünne, der Schichtung entsprechende Liniierung. Mitunter wechsellagern hellere Bänke mit den dunkleren.“ Die einzigen Gesteine der anderen Fazies, die mit diesen Colombinegesteinen Ähnlichkeit haben, sind die Dolomite des unteren Muschelkalkes zwischen Bersone und der Chieseschlucht. Dort aber ist der Dolomit die Ausnahme; hier herrscht er vor. Ich würde das Colombinesystem ohne die klare Unterlagerung durch den Zellenkalk nicht als Muschelkalk zu bezeichnen gewagt haben. Jedenfalls steht es infolge der Ebenflächigkeit und Tonarmut der Gesteine der judikarischen Fazies näher als der kamunischen, enthält aber anderseits wie diese letztere Diploporen.

γ) „Riff-Fazies.“

Nur an wenigen und noch dazu in der Kontaktzone gelegenen Punkten gelang es mir, Andeutung der Entwicklung dieser Fazies in unserem Horizont nachzuweisen. Doch wurde schon angeführt, daß Lepsius darin in der Val Bondone „ein Korallenriff und einen kleinen globosen Ammoniten antraf“ (Lepsius pag. 54[1]). Bittner sagt (pag. 230): „In der oberen Hälfte der mächtigen Muschelkalkwände unter dem Coruovecchiogipfel in Valbona hebt sich aus den wohlgeschichteten Massen eine undeutlich begrenzte linsen- oder riffförmige Masse unvollkommen geschichteter Gesteine heraus“. Es ist das die im Bilde Taf. IV, Fig. 2 dieser Arbeit mit *MoR* bezeichnete, auf pag. 203 beschriebene Masse, von der ich indessen annehme, daß sie hauptsächlich dem Prezzo- und Brachiopodenkalk als „Riff-Fazies“ entspricht. Immerhin vertritt sie offenbar auch noch die oberen Teile des *Gracilis*-Horizontes.

Auf pag. 205 (vergl. Fig. 51) ist gezeigt worden, daß auf dem rechten Hange der Valbuona di Daone der untere Muschelkalk, wenn auch nur zum Teil, daneben vielleicht aber auch noch der Prezzokalk durch undeutlich geschichtete „Riffkalke“ vertreten sind. Doch sind diese Massen durch die Kontaktmetamorphose so verändert, daß eine genauere Feststellung sehr schwierig ist. Auf dem linken Hange des Tales sind diese „Riffkalke“ schon nicht mehr nachweisbar. Wohl aber treten auch an dem Monte Bagolo mitten im Marmor des normalen unteren Muschelkalkes esinomarmorähnliche Massen auf, die offenbar gleichfalls der „Riff-Fazies“ angehören.

Auf pag. 186 wurde auf die Einschaltung auffällig esinokalkähnlicher weißer Bänke in dem unteren Muschelkalk der obersten Val Bondone hingewiesen. Ich vermute, daß diese weiße Farbe auf Kontaktmetamorphose beruht, kann es indessen nicht mit absoluter Sicherheit behaupten und gebe zu, daß man auch da mit der beginnenden Bildung von „Riffkalken“ rechnen könnte.

Endlich tritt am M. Costone in Valbuona di Campolaro zwischen zwei Tonalitmassen auffallend esinokalkähnlicher Marmor in der Region des unteren Muschelkalkes auf. Es ist wahrscheinlich, daß es sich auch hier um einen ursprünglichen „Riffkalk“ handelt. Doch wäre auch hier eine andere Erklärung nicht ausgeschlossen.

Jedenfalls geht aus dieser Zusammenstellung hervor, daß „Riffe“ zur Zeit der Bildung des *Gracilis*-Horizontes in der Adamellogruppe nur ganz lokal entwickelt waren.

[1]) Bittners Zweifel (pag. 230, Anm. 1) an der Richtigkeit dieser ganz bestimmten Angabe scheint mir denn doch zu weit zu gehen.

e) Einschaltung von Rauchwacken, beziehungsweise Breccien.

Bei La Nes, südlich der Val Pallobia, nordöstlich Niardo, in der Val Camonica, liegen in den schwarzen Kalken konkordant eingeschaltete, hellere, ziemlich dicke Breccienbänke, die dünnschichtige tonige Kalke als Bruchstücke umschließen. „Sie sind den Breccienbänken der Raibler Schichten auf dem rechten Ogliooufer bei Breno täuschend ähnlich" (pag. 49 dieser Arbeit.)

Oberhalb Prezzo in Judikarien findet (vergl. pag. 194 dieser Arbeit) in der Grenzregion zwischen Zellenkalk und unterem Muschelkalk ein mehrfacher Wechsel zwischen Rauchwacke und schwarzen Kalken vom Typus des Muschelkalkes statt. Eine der zelligen Bänke war bestimmt dem Muschelkalk eingeschaltet; bei den anderen konnte ich das zwar nicht beweisen; doch ist es sehr wahrscheinlich, wenn ich auch gelegentliche Repetitionen infolge kleiner Störungen nicht ausschließen kann.

Von der Cima di Ragazzoni (nördlich des Passo Valdì bei Bruffione di sotto) gab ich auf pag. 230 dieser Arbeit an, daß sich Blöcke einer zellenkalkähnlichen Breccie unter Umständen finden, die ihre Herkunft aus einer dem Muschelkalk eingeschalteten Schicht wahrscheinlich machen.

In der sonderbaren, hauptsächlich dolomitischen Fazies des unteren Muschelkalkes am M. Colombine di Caffaro trafen wir (pag. 270) an zwei Stellen dünne Rauchwackenbänke, im tiefsten Teile aber ein paar Dolomitbreccienbänke eingeschaltet an.

Endlich sahen wir, daß am Südhange des Monte Bazena gegen den Croce Domini-Paß hin gelbe Zellenkalklagen und schwarze Muschelkalkmassen sich mehrfach in entweder tektonischer oder stratigraphischer Repetition ablösen. Wahrscheinlich handelt es sich hier allerdings um Repetition durch Störungen und nicht um Einschaltung.

Ich habe diese Beobachtungen ausführlich wiedergegeben, weil sie, wenn ich auch von der letzten absehe, den Beweis dafür erbringen, daß die Transgression des Muschelkalkmeeres über die Lagunen und Landbarren des Zellenkalkes zunächst mit Oszillationen verbunden war, die stellenweise die alten Bildungsbedingungen von neuem auftreten ließen.

f) Grenzen des Muschelkalkmeeres.

Bemerkenswerterweise zeigen auf der Westseite des Adamello auch an den nördlichsten Fundorten (Mte. Elto) weder die Kalke des *Gracilis*-Horizontes noch die skythischen Triasbildungen irgendwelche Merkmale besonderer Landnähe. Die sogenannte „zentralalpine Insel" oder „Inselgruppe", deren Existenz mir überhaupt keineswegs einwandfrei bewiesen zu sein scheint, müßte also hier noch eine recht ansehnliche Entfernung gehabt haben.

Dagegen sind auf der Rendenaseite des Adamello allerdings Anzeichen vorhanden, die auf Küstennähe deuten. Ich will diese Erscheinung indessen erst bei der Besprechung des Prezzokalkes schildern.

g) Landschaftlich

fallen die *Gracilis*-Kalke bei flacher Lagerung durch die steilen Wände auf, mit denen sie über den flacheren Hängen des Zellenkalkes und der Werfener Schichten aufzusteigen pflegen. Besonders schön ist das in der Val Daone und bei Cogno in der Val Camonica ausgeprägt. Die Farben der Felswände sind im Westen meist sehr dunkel, im Osten gern heller.

2. Brachiopodenkalk = Zone der Rhynchonella decurtata.

a) Mächtigkeit.

Die wegen ihrer Versteinerungen als Brachiopodenkalke zu bezeichnenden Schichten sind in der Adamellogruppe überall sehr wenig mächtig, während Schichten vom selben petrographischen Charakter wie die echten Brachiopodenkalke von Creto nach Westen hin in viel stärkerer Entwicklung auftreten, ja, wie wir bereits sahen, in der Val Camonica auch die ganze *Gracilis*-Zone vertreten. Lepsius und Bittner heben die geringe Mächtigkeit der Brachiopodenschichten hervor, geben aber meines Wissens nirgendwo Zahlen. Auch ich kam nur zwischen Bersone und Strada zu einer Schätzung. Ich möchte nicht glauben, daß sie dort zusammen mit dem *Trinodosus*-Kalk mehr als 20—30 *m* Mächtigkeit erreichen.

b) Landschaftlich

bilden sie wegen ihres geringen Verwitterungswiderstandes in Judikarien zusammen mit dem *Trinodosus*-Kalk einen flachen Hang über den steilen Wänden der *Gracilis*-Schichten. Arthaber[1]) sagt allerdings: „Die mergeligen Knollenkalke verwittern leicht und zerfallen dann in gelbbraune Mergel. Deshalb ist zum Beispiel in Judikarien und auch anderwärts deutlich über der klotzigen Felswand der *Gracilis*-Kalke eine schmale weichere Terrainstufe, aus jenen zerfallenden Mergelkalken gebildet, zu beobachten, über der die festeren Prezzokalke wieder ansteigen.“ Ich besinne mich dagegen nicht darauf einen wesentlichen Unterschied in dem landschaftlichen Verhalten der Brachiopoden- und der *Trinodosus*-Kalke bemerkt zu haben; und auch Bittner (pag. 239) sagt, daß es sich empfahl diese beiden Bildungen auf der Karte zu vereinigen, weil „sie orographisch und tektonisch genommen als vorherrschend aus weicherem Material gebildete Gesteine gegenüber den festen, wohlgeschichteten und steile Felswände bildenden Hauptmassen des unteren Muschelkalkes wie ein zusammengehöriges Ganzes sich darstellen“. Erst die Reitzischichten treten nach meinen Erfahrungen wieder als steile Wand aus dem Gehänge heraus, um ihrerseits dann wieder den flachen Hang der Wengener Schichten zu tragen. Man vergleiche in dieser Hinsicht das Bild des Cornovecchio auf Taf. IV, Fig. 2. Allerdings ist an dieser Stelle der flache, mit „*Mo*“ bezeichnete Hang vertikal so ausgedehnt, daß hier wohl schon ein nicht unerheblicher Teil des *Gracilis*-Horizontes in der Brachiopodenkalkfazies entwickelt sein dürfte.

c) Überlagerung des Gracilis-Horizontes.

Wo ich die Grenzregion der beiden unteren anisischen Zonen aufgeschlossen fand, liegen sie völlig konkordant übereinander, so zum Beispiel auf dem Wege von Bersone nach Praso, wo die typisch-knolligen Brachiopodenkalke unmittelbar über den ebenflächigen Kalken der *Gracilis*-Zone zu sehen sind. Die knollige Struktur des höheren Horizontes beruht also sicher nicht auf Aufarbeitung und Geröllbildung des tieferen Materiales.

d) Versteinerungen und Verbreitung.

Lepsius und Bittner haben genaue Fossillisten der einzelnen ihnen bekannten Fundorte der Adamellogruppe unter Berücksichtigung der älteren Funde von Benecke und anderen mitgeteilt. Mein eigenes Material aber wird von Herrn Ratzel eingehend beschrieben werden. Es

---

[1]) Lethaea, pag. 264.

hätte also keinen Zweck hier näher darauf einzugehen. Ich verweise daher auf die Seiten 239 bis 253 bei Bittner (1881) und 57—62 bei Lepsius (1878) und beschränke mich darauf die von mir ausgebeuteten Fundorte kurz anzuführen. Es sind die folgenden: Cappella rotonda bei Bersone (Creto) (wohl von Benecke entdeckt); zwischen Frugone und Bersone; zwischen Strada und Frugone. Rechtes Chieseufer unterhalb Prezzo; auf dem von Bittner und mir (pag. 193) beschriebenen gekrümmten Wege oberhalb Prezzo; am Ponte di Cimego; auf der O- und W-Seite des Dosso alto bei Bagolino; zwischen Pedalta und Castel Berti am Monte Guglielmo in der Val Camonica.

Dagegen gelang es mir und bisher auch Herrn Ratzel trotz wiederholten Suchens nicht den doch leicht kenntlichen Horizont in dem an Fossilien des *Trinodosus*-Horizontes so reichen Muschelkalkhügel zwischen Cividate und Esine oder sonst an einer der kamunischen Muschelkalk-örtlichkeiten nachzuweisen. Das Suchen ist allerdings in der Val Camonica dadurch erschwert, daß auch die tieferen Schichten dieselbe petrographische Beschaffenheit haben. Daß der Brachiopodenkalk in der Val Trompia an zahlreichen Stellen typisch und fossilführend entwickelt ist, das ist seit Eschers Zeiten bekannt.

e) Petrographische Beschaffenheit.

Ich gebe nur eine Anzahl von Beobachtungen über die Gesteine der typischen Lokalitäten.

An der Capella rotonda von Bersone ist das Gestein unten im Steinbruch, wo es frischer ist, ein „höckeriger, bläulich grauer, bei der Verwitterung gelbbraun werdender Knollenkalk. Glimmerig-sandige Lagen mit viel verkohlten Pflanzenresten herrschen vor. Reiner kalkige Lagen oder Knollen, im frischen Zustande schwarzblau bis blaugrau, sind ihnen eingelagert und enthalten die bekannten Brachiopoden.“ Über der Kapelle tritt infolge stärkerer Verwitterung die kleinknollige Beschaffenheit noch deutlicher hervor.

Genau dieselbe Erscheinungsweise hat der Brachiopodenkalk auch zwischen Frugone und Bersone. Dagegen fand ich auf dem rechten Chieseufer unterhalb Prezzo über dem typischen Gestein graue Kalkbänke, die in den höheren Niveaus stark sandig werden, gelblichgrau verwittern und nur wenige Brachiopoden lieferten.

Auch auf dem gekrümmten Wege oberhalb Prezzo beobachtete ich einige Einschaltungen von sandigen Schichten mit ebenflächigen Kalklagen, ähnlich wie sie sonst erst im *Trinodosus*-Kalk auftreten, darüber aber noch einmal Knollenkalke und dann erst den eigentlichen *Trinodosus*-Kalk.

Am Ponte di Cimego sind die Aufschlüsse jetzt verstürzt und verwachsen. Das Gestein besteht, soweit es sich unter diesen Umständen noch beurteilen ließ, aus grauen, gelbbraun verwitternden, mit Salzsäure gut brausenden Kalken.

Zwischen Bersone und Praso hat es dieselbe Beschaffenheit wie an der Capella rotonda.

Auf der Ostseite des Dosso alto bestehen die Knollen mitunter ganz aus Brachiopoden. Auch hier sind wie bei Creto sandig-tonige Lagen so häufig, das oft der reinere Kalk nur noch isolierte Knollen in ihnen bildet. Bei der Verwitterung färben sich dann diese anders als die einschließenden Lagen.

Daß eine brachiopodenführende Crinoidenschicht in dem Brachiopodenkalk horizontal weit verbreitet ist, wurde schon von Bittner hervorgehoben und ist im lokalen Teile dieser Arbeit wiederholt angegeben worden.

Das reichliche Auftreten von Sand und das gelegentliche von Pflanzenstengeln erklärt sich aus der noch bei dem *Trinodosus*-Kalke zu besprechenden Nähe von Land.

3. Trinodosus-Zone = Prezzokalk — oberer (alpiner) Muschelkalk.

a) Versteinerungen und Verbreitung.

Obwohl ich ziemlich viel gutes Material von Versteinerungen dieser Zone sammelte, will ich doch von einer Aufzählung an dieser Stelle absehen, da Herr Ratzel mittlerweile noch sehr viel mehr davon zusammenbrachte und in seiner Arbeit eine zusammenfassende, eingehende Darstellung geben wird. Ich verweise daher hier nur kurz auf die Fossillisten bei Lepsius, pag. 63 u. f., und bei Bittner, pag. 242 u. f. Es ist dabei allerdings zu berücksichtigen, daß Lepsius noch den ganzen Komplex von der *Trinodosus*-Zone bis zu den Wengener Schichten einschließlich als „Halobienschichten" zusammengefaßt hatte, wenn er auch an einzelnen Örtlichkeiten schon ganz richtig die drei Abteilungen unterschied.

Immerhin will ich wenigstens die von mir ausgebeuteten Fundorte aufführen, um dadurch auch zu zeigen, in welcher Verbreitung der Schichtenkomplex mit Versteinerungen nachgewiesen wurde. Meine Fundstellen sind: Cogno in der Val Camonica; Gegend von Cividate und Bienno; Losine; Bachrinne nördlich von Strada (Judikarien); zwischen Strada und Frugone; Castel Bertì am Monte Guglielmo; zwischen Pisogne und Toline am Iseosee; westlich des Passo di Teller (Kontaktzone!). Ein Teil dieser Fundorte ist schon länger bekannt. Außerdem sind aber bereits durch Benecke, Curioni, Lepsius und besonders Bittner eine ganze Anzahl von anderen Fundorten in Judikarien und Val Trompia (auch Dosso alto) beschrieben worden.

Da ferner die charakteristische petrographische Beschaffenheit den sicheren Nachweis auch an einer Reihe von Stellen gestattete, wo Versteinerungen bisher fehlen, so glaube ich behaupten zu dürfen, daß der Prezzokalk fast in der ganzen Adamellogruppe konstant entwickelt ist. Die einzige Stelle, wo er möglicherweise fehlt, beziehungsweise in einer anderen Fazies entwickelt sein könnte, ist der Sattel zwischen dem Monte Colombine di Caffaro und dem Corno Bianco. Doch kann ich auch da sein Fehlen nicht mit Sicherheit behaupten.

b) Mächtigkeit.

An den typischen Örtlichkeiten der Umgebung von Prezzo und Creto in Judikarien ist unser Niveau sehr wenig mächtig. Es wurde schon auf pag. 191 angeführt, daß ich den ganzen *Trinodosus*-Kalk zusammen mit den Brachiopodenschichten zwischen Bersone und Strada auf nur 20—30 *m* schätze. Weiter im Westen erreicht das in der petrographischen Beschaffenheit des *Trinodosus*-Kalkes entwickelte Schichtsystem aber offenbar viel größere Machtigkeiten; doch ist bisher nicht festgestellt, ob hier nicht bereits altere oder jüngere Bildungen in derselben Gesteinsfazies mit vertreten sind. Das gilt zum Beispiel von den kontaktmetamorphen „Prezzokalken" südlich des Passo di Teller auf dem Kamme des Monte Bazena und von der im Bilde Taf. IV, Fig. 2 dargestellten Wand des Cornovecchio.

c) Petrographische Beschaffenheit.

Ich gebe auch hier der Reihe nach eine Anzahl von Beobachtungen, die sich auf verschiedene Fundorte beziehen, wieder. Der Leser wird sich daraus ein besseres Bild machen können, als wenn ich nur eine allgemeine Schilderung entwerfen würde.

An der der Madonna geweihten Kirche westlich von Prestine sind es ebenflachige Kalkbanke und sandige Schiefertonlagen, beide von wesentlich größerer Dicke als in dem unterlagernden unteren Muschelkalk (*Gracilis*- und *Decurtata*-Zone). „Die Kalkbänke lösen sich mit-

unter, aber nicht sehr ausgesprochen in Linsen auf." In den Schiefertonen stecken stellenweise scharfe kleine Pyritwürfel. Auch einzelne Kluftflächen sind mit Pyritkriställchen bedeckt.

In dem Hügel zwischen Cividate und Berzo bestehen unsere Schichten aus schwarzen, schimmernden, meist ebenflächigen Kalken mit zum Teil etwas sandigen Mergel- beziehungsweise Tonzwischenlagen, die bei der Verwitterung gern dünn aufblättern. Sie sind nie so dünnbankig, wie die dort von ihnen überlagerten Kalke der tieferen Niveaus zu sein pflegen. Dabei bekommen sie durch die Verwitterung, wie schon Bittner für Judikarien hervorgehoben hat, eine helle Verwitterungsrinde. Die Versteinerungen haben tiefschwarze Schalen und sind zu einem erheblichen Teil zertrümmert.

In der Val Corni Marci bei Losine in der Val Camonica wird unser Komplex durch „gelbbraun verwitternde Mergel, an vielen Stellen mit Kalkknollen und schlecht erhaltenen Cephalopoden" vertreten.

In der Rinne oberhalb Strada in Judikarien sind es etwas glimmerige, aber nicht eigentlich sandige, feste Kalkbänke mit schwarzen Trümmerchen von Molluskenschalen und mit Zwischenlagen von stark sandigen Mergelschiefern.

Zwischen Strada und Frugone bestehen die Schichten aus dunkelschwarzgrauen, stark splitternden Kalken mit etwas fein verteilten Glimmerblättchen und zahllosen schwarzen Schalentrümmerchen. Daneben einzelne besser erhaltene und gewöhnlich gut springende Ammoniten.

Am Dosso alto bei Bagolino unterscheiden sie sich vom Brachiopodenkalke schon durch ihre Ebenflächigkeit. Sie bestehen auch dort aus reineren Kalklagen mit Mergelzwischenlagen.

Am Monte Guglielmo sind sie zwischen dem Castel Berti und der Pedalta genau in der judikarischen Fazies entwickelt. Es sind sehr ebenflächige, schwarze Kalke mit Zwischenlagen von toniger Substanz. Sie führen schlecht erhaltene Cephalopoden und überlagern die versteinerungsreichen knolligen Brachiopodenschichten.

Zwischen Pisogne und Toline bestehen sie ebenfalls aus ebenflächigen schwarzen Kalkbänken mit schiefrigen Mergelzwischenlagen. Sie führen dort stellenweise massenhaft Daonellen.

Auch am Monte Doja und am Passo di Teller treten sie in ihrer trotz der Metamorphose deutlich erkennbaren typischen Gesteinsbeschaffenheit auf.

An den Case Faëtto im Walde des Dosso del Termine haben sie mir zwar keine Versteinerungen geliefert, doch haben sie genau die Beschaffenheit des Prezzokalkes bei Prestine. Ich notierte, daß sie aus 4—8, mitunter auch noch mehr Zentimeter dicken ebenflächigen Kalkbänken mit ziemlich starken, dünnschiefrigen, bräunlichen Tonzwischenlagen bestehen. In dem Kalke stecken in Limonit übergegangene Pyritwürfel von mitunter bis $^{1}/_{2}$ *cm* Kantenlänge. Die Schiefer enthalten auch Kalklinsen.

Fassen wir die im vorstehenden aufgeführten Beobachtungen zusammen, so ergibt sich als Hauptunterschied gegen die unterlagernden Brachiopodenschichten die Ebenflächigkeit und Dicke der im frischen Zustande schwarzen, schimmernden, aber grau verwitternden Kalke und die Einschaltung von gleichfalls meist ebenflächigen, dicken, tonig-mergeligen, schiefrigen Zwischenlagen. Kommt es zur Knollenbildung, so sind es mehr große langgestreckte Kalklinsen. Kleinknollige Struktur scheint ganz zu fehlen.

In den Gebieten der camunischen Fazies des *Gracilis*-Horizontes pflegen sich die Hänge des *Trinodosus*-Horizontes auch durch düsterschwarze Farben von den tieferen Schichten abzuheben.

d) Landnähe.

Schon bei der Besprechung des Brachiopodenkalkes habe ich darauf hingewiesen, daß das reichliche Auftreten von Sand und das gelegentliche von Pflanzenstengeln die Nähe von Land andeutet. Genau analog ist natürlich auch die überall zu beobachtende Beimengung von Glimmerblättchen und Sand im Prezzokalk, das Auftreten von Pflanzenresten in ihm am Dosso alto [1]), ja wohl selbst die reichliche Einschwemmung von Ton in allen drei Muschelkalkstufen zu erklären.

Aber auch andere Anzeichen sprechen für dieselbe Annahme. Schon Bittner [2]) hatte hervorgehoben, daß der in der Val Daone außerordentlich mächtige *Gracilis*-Horizont an der Ostseite des Monte Benna sehr stark reduziert ist und daß anderseits doch „die vollkommen ungestörte Überlagerung und das Vorhandensein sämtlicher Schichtglieder vom Werfener Schiefer an durch den Zellendolomit zum unteren und oberen Muschelkalk" usf. . . . „für das tatsächliche Vorhandensein der Gesamtmächtigkeit des unteren Muschelkalkes an diesen Stellen spricht". Ich selbst habe dann 1901 [3]) darauf hingewiesen, daß in der obersten Val di Breguzzo der Grödener Sandstein höchstens 50 *m* gegen 300—400 [4]) in der Val Daone, die Werfener Schichten wahrscheinlich noch nicht einmal 6—8 *m* gegen weit über 100 in der Val Daone erreichen, obwohl auch dort die ganze Schichtfolge entwickelt ist. Da ferner dort in dem Grödener Sandstein grobe Gerölle auftreten, so schloß ich, „daß wir uns in dieser Gegend in der Nähe einer alten Insel des Perm- und Triasmeeres befinden und daß gegen die Küste hin die Mächtigkeit der Sedimente schnell abnimmt". Ich habe mich nun mittlerweile längst davon überzeugt, daß der Grödener Sandstein eine terrestrische Bildung ist, möchte aber seine auffallend geringe Mächtigkeit im Breguzzotal auch jetzt noch insofern als bedeutungsvoll ansehen, als sie zeigt, daß die betreffende Gegend zur Permzeit im wesentlichen nicht Akkumulationsregion, sondern Abtragungsregion darstellte, mit anderen Worten, vermutlich höher lag als Val Daone, Val Giulis, Caffarotal und die anderen Gebiete mächtiger Entwicklung des Grödener Sandsteines. Ist meine Annahme richtig, dann erklärt es sich, warum wir nach Eintritt positiver Niveauverschiebungen am Ende der Permzeit die Breguzzogegend als eine Insel oder als inselnahes Flachmeer, die Gebiete mächtiger Entwicklung des Permsandsteines aber vom tieferen Meere überflutet finden. Dabei ist natürlich zu berücksichtigen, daß die Insel selbst nicht genau rekonstruierbar ist. Die Gegend der Aufschlüsse im oberen Breguzzotal war schon von flachem Wasser bedeckt. Weiter im Norden aber in der Val di Bresimo und Val di Rumo zeigen die von Lepsius [5]) beschriebenen Sandsteine des Muschelkalkes mit zahlreichen, vortrefflich erhaltenen Exemplaren von *Voltzia Recubariensis* und die Sandsteinfazies der oberen Werfener Schichten wieder unmittelbare Landnähe oder direkt Land an. Von der *Voltzia* fand Lepsius (pag. 47) Zweige, Blüten und Zapfen. Mit ihr zusammen beobachtete er „*Calamites*. Hie und da kleine Kohlenschmitzen." Auch Konglomerate treten dort im Muschelkalk auf.

Eine wesentliche Ergänzung erfuhren diese Beobachtungen durch Vacek, der 1894 [6]) hervorhob, daß in der ganzen Mendelregion über dem Zellenkalk „ein charakteristisches rotes Konglomerat folgt", dessen Gerölle aus der Zerstörung tiefer liegender Gesteinsbänke entstanden sind.

[1]) Lepsius, Südtirol, pag. 65

[2]) 1881, pag. 230.

[3]) Pag. 738—739.

[4]) Nach genauerer Berechnung sogar 600—700 *m*.

[5]) 1878 pag. 298, vergl. auch pag. 47 und 55.

[6]) Verhandl. der k. k. geol. R.-A., pag. 436—437.

Das Konglomerat zeigt nach unten eine scharfe Grenze, „klingt aber nach oben allmählich in pflanzenführende Sandsteine und Schiefer ab“. Die Mächtigkeit dieser letzteren, in denen übrigens auch durch Gümbel *Voltzia Recubariensis* Mass. nachgewiesen war, beträgt an der Mendel 30 *m*. 1898 zeigte Vacek[1]) weiter, daß auch in der Brentagruppe der Muschelkalk mit „groben, konglomeratischen Umlagerungsprodukten“ oder mit „unreinen roten Sandsteinschiefern“ beginnt und daß diese letzteren nach oben kalkig werden, eine graue Färbung annehmen und „dann gewöhnlich eine Menge weiter nicht bestimmbarer Pflanzentrümmer auf den Schichtflächen führen“.

Daß auch in den Dolomiten der untere Muschelkalk häufig mit demselben Basalkonglomerat beginnt, war schon F. v. Richthofen bekannt und ist von E. v. Mojsisovics und anderen wiederholt hervorgehoben worden[2]).

Aus all den angeführten Tatsachen geht also übereinstimmend hervor, daß zwischen dem heutigen Breguzzotal und dem oberen Nonsberg zur Muschelkalkzeit Land existierte. Daraus zu schließen, daß eine „zentralalpiae“ Insel existiert habe, halte ich aber für gänzlich unberechtigt. Mir scheint überhaupt die Vorstellung von einer solchen zu einem nicht unbeträchtlichen Teil darauf zu beruhen, daß man sich instinktiv von der heutigen Topographie beeinflussen läßt und darum der jetzt höchsten Mittelregion der Alpen auch für die Vorzeit größere Höhe zuschreibt. Weder in den anisischen noch in den ladinischen Bildungen der Nord- und Südalpen scheinen mir Anzeichen einer Trennung der nord- und südalpinen Triasmeere vorzuliegen[3]).

e) „Riff-Fazies“.

Wie schon auf pag. 203 hervorgehoben und in dem Bilde des Corno vecchio, Taf. IV, Fig. 2. deutlich zu erkennen, wird dort der obere Muschelkalk („*Mo*“) Prezzokalk stellenweise durch die helle „Riffazies“ vertreten; doch dürfte der untere Teil des „Riffes“ bereits den tieferen Zonen entsprechen.

III. Ladinische Stufe.

Im Jahre 1894 hatte ich für den gesamten Schichtkomplex zwischen den „Buchensteiner“ und den Raibler Schichten[4]) den Namen „*Lommeli*-Schichten“ vorgeschlagen[5]), weil es damals nach Wöhrmanns Untersuchungen so schien, als ob die *Daonella Lommeli* tatsächlich von den Wengener Schichten bis zu den „Haller Schichten“ hinaufreiche. Nachdem sich aber mittlerweile diese Prämisse als unrichtig erwiesen hat, ziehe ich es auch vor, den Namen fallen zu lassen und schließe mich der von Bittner vorgeschlagenen, auch von Arthaber übernommenen Nomenklatur in allen wesentlichen Punkten an. Nur bei der Benennung der ersten Zone muß ich insofern abweichen, als ich die Bezeichnung „Buchensteiner Schichten“ nicht mehr mit der Bezeichnung „Zone des *Protrachyceras Reitzi*“ gleichzusetzen vermag. Mittlerweile hat nämlich H. Philipp in seinen „Paläontologisch-geologischen Untersuchungen aus dem Gebiet von Predazzo“[6]) den meiner Meinung nach überzeugendea Nachweis erbracht, daß die beiden Namen „nicht als synonym gebraucht werden

[1]) Ebenda, pag. 205.

[2]) Vergl. Dolomitriffe, pag. 46, und Salomon, Marmolata, pag. 14

[3]) Ich sehe dabei von der Deckentheorie ganz ab, da nach dieser ja die nordalpinen Triasbildungen südlich der Zentralkette gebildet sein könnten

[4]) Exkl. Haller Schichten.

[5]) Marmolata, pag. 18.

[6]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1904, Bd. 56, pag. 1—98, bes. pag. 24—34 (Heidelberger Inaug.-Diss.).

dürfen, da die typischen ‚Buchensteiner Schichten' aus dem nördlichen Südtirol nicht mit der Zone des *Trachyceras Reitzi* zusammenfallen". „Wir kennen aus dem Bakonywald, von Judikarien und aus dem Tretto einen bestimmten, durch Leitammoniten ausgezeichneten Horizont, den man ohne zwingende Gründe bislang mit den Buchensteiner Schichten parallelisiert hat. Der Name ‚Buchensteiner Schichten' ist für diesen Horizont aufzugeben und statt dessen eine Zonenbezeichnung einzuführen: Zone des *Trach. Reitzi*, *Curionii* und *recubariensis*."

Eine wesentliche Stütze dieser Auffassung ist auch die Tatsache, daß ein Schichtkomplex von dem petrographischen Charakter der Reitzischichten selbst in dem kleinen Gebiet von Predazzo nur stellenweise entwickelt ist, meist aber fehlt.

Aus diesem Grunde führe ich die erste Zone der ladinischen Stufe im folgenden nur als „Zone des *Protrachyceras Reitzi*" oder abgekürzt als „Reitzischichten" auf. Sie ist auf der Karte nicht mit einer besonderen Signatur ausgeschieden worden: doch ist an einigen Stellen, wo ihr Auftreten von besonderer Bedeutung ist, das Zeichen „*Mr*" angegeben worden.

1. Reitzischichten.

a) Die Mächtigkeit

der Reitzischichten scheint ziemlich stark zu schwanken. Zwischen Frugone und Bersone in Judikarien schätzte ich sie auf höchstens 30—50 *m*, in der Runse östlich von Prezzo auf beinahe 100 *m*. Am Dosso alto schätzte sie Lepsius auf nur 10—12 *m*; am Castel Bertl des Monte Guglielmo hält sie Vigo für mächtiger als 50 *m*. Bei der Malga Scaletta am Cornone sind sie in 30—40 *m* Mächtigkeit aufgeschlossen, in Wirklichkeit aber sicher noch mächtiger entwickelt. Am Passo di Teller erreichen sie etwa 50—80 *m*.

Obwohl die Reitzischichten infolge ihrer petrographischen Beschaffenheit sehr leicht zu erkennen und kaum zu übersehen sind, habe ich sie doch an einer Reihe von Stellen nicht nachweisen können. Es sind das die folgenden Punkte: südlich von Malga Campo di sotto im Fumotal: auf dem Südgrat des Monte Rema[1]; beim Casinetto di Blumone; im Sattel zwischen Corno Bianco und Monte Colombine di Caffaro; im oberen Cadinotal.

Ich will nun gewiß noch nicht behaupten, daß sie an allen diesen Stellen wirklich fehlen. Es wäre wohl möglich, daß ich sie aus irgend einem Grunde hier oder da übersehen hätte. Indessen scheint mir doch manches dafür zu sprechen, daß sie ebenso wie in Predazzo nicht überall entwickelt sind und jedenfalls wird man gut tun, bei neuen Untersuchungen im Adamellogebiet mit dieser Möglichkeit zu rechnen.

b) Versteinerungen

treten im Adamellogebiet an einer Reihe von Punkten in ihnen auf. Ich verweise auch hier teils auf die Angaben von Bittner (pag. 255—258) und Lepsius (pag. 63 u. f.), teils auf die demnächst erscheinende Arbeit des Herrn Ratzel, der auch mein allerdings nur spärliches Material beschreiben wird.

Ich selbst fand Versteinerungen nur an folgenden Punkten: Maggiasone (Arnòtal), unterhalb Prezzo am rechten Chieseufer (bester Fundort[2]): nahe der Kirche von Strada bei Creto; Vaimane im Caffarotal.

---

[1]) Obwohl sie in ganz geringer Entfernung beim Abstieg vom Gipfel zum Passo della Nuova auftreten.

[2]) Hier auch Pflanzenreste zusammen mit Ammoniten.

c) Petrographische Beschaffenheit.

Die Reitzischichten sind die älteste Ablagerung der Trias, die durch das Auftreten von Tuffen und Laven auf der einen, durch das von Hornstein in Knollen und Lagen auf der anderen Seite charakterisiert ist. Rechnet man dazu noch das Vorherrschen von knolligen oder Bänderstrukturen in dem sedimentären Material, so ergibt sich ein petrographisch durchaus von allen älteren Bildungen abweichender Habitus. Verwechslungen sind unter diesen Umständen, wie wir später sehen werden, wohl nur mit einer bestimmten Fazies der Raibler Schichten möglich.

Bei der Bedeutung, die den Reitzischichten unter diesen Umständen für die Gliederung der Schichtprofile außerhalb und auch innerhalb der Kontaktzone zukommt, will ich eine größere Anzahl der schon im lokalen Teile enthaltenen, aber zerstreuten Angaben über ihre petrographische Beschaffenheit im folgenden übersichtlich zusammenstellen.

An der Kirche von Prestine liegen unmittelbar über den Prezzokalken schwarze, zum Teil knollige Kalkbänke von etwa 2 *dm* Dicke mit vereinzelten Hornsteinlinsen. Obwohl hier die hangenderen Lagen nicht aufgeschlossen sind, ist die Übereinstimmung mit den Reitzischichten des typischen Profiles bei Cividate nicht zu verkennen.

Bei Cividate bestehen sie in dem tieferen Niveau aus schwarzen, stark knolligen Flaserkalken und Tonzwischenlagen, so daß man stellenweise geradezu von Kramenzelkalken sprechen möchte. In dem höheren Niveau werden sie von schwarzen, sehr kieselreichen Hornsteinknollenkalken gebildet, zwischen die sich mächtige Zwischenlagen von zum Teil etwas grünlich gefärbten, bald dichten, bald ziemlich groben Tuffen einschalten. Auch Bändertuffe kommen vor. Die petrographische Übereinstimmung mit den Reitzischichten Judikariens ist sehr auffallend.

Auch bei Losine sind unsere Schichten ganz typisch entwickelt. Bestimmte Lagen enthalten viele Hornsteinknollen. Zwischen andere schalten sich graue Tuffzwischenlagen ein.

Bei Maggiasone herrschen Kieselknollenkalke vor.

Am rechten Chieseufer unterhalb Prezzo stehen die Reitzischichten zwar nicht an, liegen aber massenhaft in Blöcken herum. Diese bestehen teils aus Kalken mit echten Hornsteinknöllchen, teils aus einer Art von Kramenzelkalken, in denen die Tonschieferlagen durch eine noch nicht näher untersuchte silikatische Substanz vertreten sind. Seltener sind Kalke mit zusammenhängenden, knollig anschwellenden Hornsteinlagen.

In Aufschlüssen stehen dieselben Bildungen in der großen, auf *O* 25 erkennbaren Runse unter Prezzo an, von wo sie schon auf pag. 192 eingehend beschrieben wurden. Die Reihenfolge der anstehend, aber allerdings nicht ohne große Unterbrechungen erschlossenen Schichten ist von unten nach oben die folgende: 1. Dunkle Kalksteine mit und ohne Hornsteinknollen, wechsellagernd mit sehr dünnschiefrigen schwarzen, kohligen und tuffigen Schiefern, die immer nur wenige Zentimeter mächtig werden. Stellenweise mit Bänken von sehr festen dunklen Tuffen, zum Teil mit sehr gut erhaltenen Ammoniten und Pflanzenresten. 2. Dunkle, häufig gebänderte Kalksteine mit ganz typischer „pietra verde“ (grüner Tuff). 3. Kieselknollenkalke mit „pietra verde“. Man könnte hier versucht sein den ganzen Komplex in zwei Unterabteilungen zu gliedern, eine untere, fast nur aus Knollenkalken zusammengesetzte, und eine obere, im wesentlichen von ebenflächigen dunklen Kalken mit dunklen Tufflagen gebildete. Über der zweiten würden dann allerdings noch einmal etwas Knollenkalke folgen. „Pietra verde“ wäre in beiden Abteilungen vertreten.

Indessen gelang es mir an anderen Stellen nicht dieselbe Zweiteilung nachzuweisen, so daß sie nur auf lokalen Bedingungen beruhen dürfte.

Typische Hornsteinknollenkalke mit pietra verde treten auch in Valbuona di Daone, wenn auch vollständig metamorphosiert, auf.

In ähnlicher Entwicklung finden sie sich in dem oberen La Nuova-Tal, nur daß hier stellenweise die allerdings gleichfalls metamorphosierten Tufflagen rotbraun sind.

Die Kieselknollenkalke von Vaimane im Caffarotal stimmen genau mit den judikarischen Bildungen überein.

Am Dosso alto bei Bagolino bestehen die Reitzischichten aus Kalken mit viel Knollen und unregelmäßig verzweigten Lagen von Hornstein.

Sehr interessant ist die Entwicklung am Castel Bertì des Monte Guglielmo am Iseosee. Dort sind den Reitzischichten drei Lagen, beziehungsweise Linsen von Porphyrit eingeschaltet, die ich nicht für Gänge, sondern für alte Lavaströme halte (vergl. pag. 250 und Profil Fig. 66). Die Schichten unter dem Hauptporphyritlager enthalten viele kleine, die darüber liegende Schicht viele große Kieselknollen. Ja, es kann der Hornstein in ihr so vorherrschen, daß schließlich der Kalk nur noch Knollen im Hornstein bildet.

Nach den bereits auf pag. 250 zitierten Angaben Vigos hat das Hauptporphyritlager eine Dicke von 9—10 *m*.

Bei Lajone di sopra folgt unter den typischen, aber dort hochmetamorphen Reitzischichten noch einmal eine Lage vom Habitus der Wengener Schichten, aber hier natürlich aus Hornfelsen bestehend.

Oberhalb Malga Scaletta im oberen Caffarotale bestehen die Reitzischichten aus Kalken und Kiesellagen und -knollen, zum Teil aber auch aus Kiesellagen mit Kalkknollen. Doch sind auch hier ebenflächige Tuffschichten eingeschaltet.

Oberhalb Blumone di sopra scheinen sie hauptsächlich von Kiesellagen mit Kalkaugen und zwischengeschalteten Kalklagen gebildet zu werden. Doch fehlen auch hochmetamorphe Silikatlagen nicht, die wohl als alte Tuffe zu deuten sind

Ganz ähnlich sind sie am Passo di Teller, an der Cima di Salmojraghi und dem Freronegipfel entwickelt.

In Stabio kann es sein, daß ihr oberster Teil stellenweise durch normale, wohlgeschichtete reine Kalke vertreten wird. Doch ist es nicht sicher, ob diese Bildungen nicht bereits zu den Wengener Schichten gehören.

d) Landschaftlich

heben sich, wie schon auf pag. 391 bemerkt, die Reitzischichten scharf von den liegenden und hangenden Bildungen ab. Bei flacher Lagerung bilden sie (vergl. Bild Taf. IV, Fig. 2) über dem sanfteren Hang des oberen Muschelkalkes eine steile Felswand, über der dann wieder die Wengener Schichten ein flacheres Gehänge zu bilden pflegen[1]). Sind die Schichten geneigt, so bildet unser Horizont auf den Graten einen Felsvorsprung[2]), in den Tälern oft eine steil ansteigende Mauer[3]) oder Terrasse. Auch der Gletschererosion leisten sie länger Widerstand als die älteren und jüngeren Massen.

---

[1]) Corno vecchio gegen Valbuona und Val Bondone.

[2]) Dosso alto.

[3]) Valbuona di Daone.

2. Wengener Schichten und Esinokalk.

a) Mächtigkeit und Fazieswechsel.

Bei Cividate sind die Wengener Schichten nur durch 10—15 *m* Mergelschiefer vertreten; aber schon zwischen der Madonnakirche von Prestine und S. Martino erreichen sie etwa 190 *m* Mächtigkeit. In ebensalls sehr großer, wenn auch nicht genau bestimmter Mächtigkeit finden sie sich bei Losine.

Ein ähnlicher Wechsel läßt sich auch am Monte Doja beobachten. Auf dem Apertagehänge dieses Berges schätze ich sie auf wenig mehr als 10 *m*, auf dem in Figur 60, pag. 225 dargestellten Gipfelgrat dagegen auf wenigstens 100—120 *m*. Gegen Westen nehmen sie wieder rasch ab.

Am Dosso alto bilden sie eine schmale, von Lepsius auf 30 *m* geschätzte Zone.

Auf der Nordseite von Stabio schätzte ich sie an der einen Stelle auf 100 *m*; weiter im Westen aber erreichen sie vielleicht noch viel größere Mächtigkeiten [1]).

Gar nicht nachweisbar waren sie südöstlich des Lago di Campo, zwischen Cima di Ragazzoni und Monte Madrene und südlich des Corno bianco. Ich will daraufhin nicht behaupten, daß sie an diesen Örtlichkeiten ganz fehlen. Aber jedenfalls muß ihre Mächtigkeit, wenn sie vorhanden sind, recht gering sein.

Dieser auf kurze Strecken bereits sehr auffallende Wechsel in der Entwicklung beruht nach meinen Beobachtungen wohl auf zwei verschiedenen Ursachen, nämlich erstens auf Fazieswechsel, zweitens auf Abtragung.

Wie nämlich die im folgenden zusammengestellten Tatsachen zeigen, dürfte einerseits nicht selten der obere Teil der Wengener Schichten ein Faziesaquivalent der unteren Massen des Esinokalkes sein; anderseits scheinen aber die Wengener Schichten stellenweise Land gebildet zu haben und wurden dann noch vor Ablagerung des zuletzt wohl fast das ganze Adamellogebiet bedeckenden Esinokalkes partiell abgetragen und erodiert.

Zunächst ist nämlich hervorzuheben, daß auch der Esinokalk in sehr verschiedener Mächtigkeit auftritt. Es gelang mir zwar nicht zahlenmäßige Belege dafür beizubringen. Es kann indessen nach den Beobachtungen von E. v. Mojsisovics [2]), Bittner [3]), Deecke [4]) und nach meinen eigenen Mitteilungen auf pag. 251 dieser Arbeit kein Zweifel darüber bestehen, daß zwischen Toline und Pisogne am Iseosee der Esinokalk nur in verschwindend kleiner Mächtigkeit entwickelt ist. Ja, möglicherweise erklären sich die sonderbaren, auf pag. 291 u. f. beschriebenen Verhältnisse auf der NW-Seite von Stabio durch eine ähnliche Reduktion des Esinokalkes. Bei den Case Gada nördlich des Pallobiatales scheint der Esinokalk sogar ganz zu fehlen. Umgekehrt erreicht dieser zwischen Breno auf der einen, Bienno und Cividate auf der anderen Seite eine Mächtigkeit von wenigstens mehreren hundert Metern. Zu ähnlichen Zahlen wird man auch am Concarena und im Dezzotal [5]) gelangen; und kleinere, aber immer noch erhebliche Werte würden sich an einer ganzen Anzahl von Stellen der Kontaktzone ergeben. Ich erinnere nur an den Badile, den Fratepaß, die Bocca frontale, Monte Doja, Cadino und Frerone.

---

[1]) Vergl. die Bemerkungen auf pag. 291.

[2]) 1880, pag. 705.

[3]) 1883, pag. 430.

[4]) Beiträge zur Kenntnis der Raibler Schichten, Beil.-Bd. III. Neues Jahrb. f. Miner., pag. 194.

[5]) Ich möchte hier wenigstens 300 *m* annehmen.

Dabei fallen nun die Örtlichkeiten, an denen die Wengener Schichten stark entwickelt sind, gern mit denen geringer Mächtigkeit des Esinokalkes zusammen (Toline, Stabio). Aber auch umgekehrt finden wir oft ein Anschwellen des Esinokalkes, wo die Wengener Schichten reduziert sind (Monte Doja—Ostseite, Malga Bruffione di sopra, Cividate, Dosso alto).

Damit stimmt es überein, daß die mächtigen Esinokalkmassen mehrfach in ihren älteren Teilen unbedeutende Einlagerungen von Schichten vom Wengener petrographischen Typus zu enthalten scheinen, während umgekehrt in den mächtigeren Wengener Schichtmassen Einschaltungen von weißen Kalk-, beziehungsweise Marmorbänken auftreten (man vergleiche in dieser Hinsicht zum Beispiel die Schilderungen der folgenden Örtlichkeiten: Forcel rosso [SO-Seite], Vaimane Malghetta im oberen Caffarotale, Casinei della Nuova, Monte Doja). Aber freilich gibt es auch Örtlichkeiten, wie den Concarena, an denen sowohl Esinokalk wie Wengener Schichten in erheblicher Mächtigkeit übereinander auftreten (Val Corni Marci bei Losine).

Auf direkten Fazieswechsel, beziehungsweise auf diskordante Anlagerung oder Auflagerung des Esinokalkes auf die Wengener Schichten scheinen auch die folgenden Beobachtungen zu deuten. In der Badilesynklinale tritt als Kern eine mächtige Esinokalkmasse auf. Gegen SW verschwindet der weiße Kalk ganz; Wengener Schichten ersetzen ihn im Streichen. Es ist kaum anzunehmen, daß sich diese Erscheinung nur durch die Senkung des Bergkammes und durch Ansteigen der Synklinalenrinne erklärt.

Betrachtet man von Maggiasone aus den Fratepaß (vergl. Fig. 47, pag. 179, so sieht man ganz deutlich, daß die Grenzfläche zwischen Wengener Schichten und Esinokalk die Schichten des Wengener Komplexes schräg abschneidet, so daß der Esinokalk gegen die Uza hin stark an Mächtigkeit zunimmt. Genau dasselbe, wenn auch in schwächerem Maße erkennt man auf der linken Seite derselben Figur gegen den Cornovecchio hin.

Ähnliche Verhältnisse zeigt auch die auf pag. 187 besprochene Figur 49. Offenbar vertreten die obersten Lagen der Wengener Schichten unter dem Cornovecchiogipfel bereits die unteren Esinokalklagen des Gipfels 2434.

Geht man aus dem Hintergrund von Valbuona di Daone gegen den Fratepaß hin, so nehmen die Wengener Schichten allmählich stark an Mächtigkeit zu und vertreten offenbar hier die unteren Lagen des Esinokalkes des Valbuonakessels.

Auf dem Apertagehänge des Monte Rema (vergl. pag. 220 und Figur 59) steigt die Grenze zwischen Wengener Schichten und Esinokalk schräg an. „Der unterste Teil des Esinokalkes wird gegen SO durch die Wengener Schichten vertreten.“

Am Apertagehänge des Monte Doja ist ein sonderbarer, auf pag. 226 geschilderter und in Figur 61 abgebildeter Aufschluß vorhanden, der wohl nur durch die Annahme zu erklären ist, daß hier um eine Klippe von Wengener Schichten herum der Esinokalk zum Absatz kam.

Auf pag. 225 und in Figur 60 ist dargestellt worden, wie in dem Gipfelkamm des Doja die unteren Schichten des Esinokalkes nach SO durch Wengener Schichten vertreten werden. Die Grenzfläche steigt schräg in die Höhe. Unten am Apertagehänge sind die Wengener Schichten nach meiner Schätzung kaum viel mehr als 10 *m* mächtig. Oben auf dem Grat erreichen sie wenigstens 100—120 *m* Mächtigkeit. Aber mitten in ihnen treten vereinzelte helle Kalkbänkchen auf, von denen eines auch in Figur 60 angedeutet ist.

Nördlich von Malga Bruffione di sopra sind die Wengener Schichten, wenn überhaupt vorhanden, jedenfalls nur schwach entwickelt. Gegen den Monte Doja hin werden sie auf Kosten des

Esinokalkes immer mächtiger und dürften auf dem bereits erwähnten Gipfelgrat ihr Maximum erreichen (vergl. pag. 233—234).

Aus allen diesen und den übrigen im lokalen Teile aufgeführten Beobachtungen erhellt die Tatsache, daß da, wo beide Bildungen als einheitliche Massen entwickelt sind, der Esinokalk die Wengener Schichten überlagert. Offenbar bildeten sich aber an vielen Stellen des Meeresgrundes Wengener Schichten, während an anderen gleichzeitig Esinokalk zur Ablagerung kam.

Zum Schlusse griff der Esinokalk fast überall über das heteropische Gebiet der Wengener Schichten über. An einigen wenigen Stellen kann aber möglicherweise die ganze Schichtserie nur durch Wengener, an anderen nur durch Esinoablagerungen vertreten sein.

Kennzeichnen sich so die beiden Schichtserien als Faziesäquivalente, so wurden doch anderseits auch lokale Beobachtungen aufgeführt, die auf ein etwas anderes Verhalten schließen lassen. Es ist sehr wahrscheinlich, daß ähnlich, wie das in den Dolomiten aus zahlreichen Erscheinungen hervorgeht [1]), auch in dem Adamellogebiet zur Zeit der Wengener Schichten Inseln bestanden. Es ist zwar nicht möglich zu entscheiden, ob die Inselbildung lediglich auf vulkanischer Aufschüttung beruhte oder auch durch aktive Niveauveränderungen erzeugt war. Jedenfalls aber sprechen Beobachtungen wie die in Figur 61 niedergelegte und das Auftreten von Landpflanzenresten in den Wengener Schichten von Cusone für die Annahme, daß solche Inseln existierten, daß die sie zusammensetzenden Wengener Schichten denudiert und erodiert wurden und daß sich erst nur in den Vertiefungen zwischen den Inseln, später aber auf ihrer versinkenden Oberfläche Esinokalk ablagerte.

Das Fehlen von Konglomeraten in unserem Gesteinskomplex ist ein scheinbarer, aber wohl kein ausreichender Gegengrund gegen die Annahme von Denudations- und Erosionserscheinungen. Denn da die Wengener Schichten des Adamellogebietes aus ziemlich feinschlammigem Material entstanden, so konnten die vielleicht nur schwach verfestigten Inselgesteine bei der Zerstörung auch leicht wieder in Schlamm verwandelt werden. Übrigens können die Landpflanzen natürlich auch von Inseln herrühren, die aus Esinokalk bestanden.

Ich möchte diesen Abschnitt nicht beschließen ohne hervorzuheben, daß E. v. Mojsisovics das Verdienst gebührt, als erster den Fazieswechsel zwischen den Wengener Schichten und dem Esinokalk der Lombardei klar erkannt und vertreten zu haben.

Man vergleiche seinen Aufsatz: „Über heteropische Verhältnisse im Triasgebiete der lombardischen Alpen" (Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1880, pag. 695—718).

b) Petrographische Beschaffenheit der Wengener Schichten.

Bei Cividate bestehen die dort sehr geringmächtigen Wengener Schichten aus schwarzen, mit Salzsäure brausenden Mergelschiefern.

Zwischen San Martino und Prestine, wo sie wohl ihre größte bisher innerhalb des Adamellogebietes genauer nachgewiesene Mächtigkeit erreichen, werden sie im wesentlichen von dunklen Kalken und Schiefertonen gebildet. Die gleiche Beschaffenheit besitzen sie im Dezzotale und bei Losine, nur daß hier die tonigen Zwischenlagen sehr dünnschiefrig werden. Im Dezzo-

---

[1]) Mojsisovics, Dolomitriffe, pag. 57 (Liste der Landpflanzenreste).

Salomon, Marmolata, pag. 19 (Landpflanzen in den Wengener Schichten).

H. Graf Keyserling, Über ein Kohlenvorkommen in den Wengener Schichten der Südtiroler Trias. Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1902, pag. 57.

tale schaltet sich zwischen sie und den hangenden Esinokalk die bekannte Quarzglimmerporphyritmasse ein, die ich, wie auf pag 37 dieser Arbeit ausgeführt, nicht wie meine Vorgänger für ein Intrusivgebilde, sondern für eine normale Lavadecke halte.

Am rechten Chieseufer, westlich Cusone in Judikarien, dem bekannten Fossilfundorte, sind es dunkelblaugraue, bei der Verwitterung erst hellbläulichgrau, dann gelblichgrau werdende Mergelkalke, die mit Salzsäure schwach, aber deutlich brausen und mit festeren, gelb verwitternden Kalkbänken wechsellagern. Die Mergelkalke sind außerordentlich „zerklüftet, zerstückelt, zerbröckelt" und erinnern dadurch an unsere deutschen Keupermergel. In beiden Gesteinsarten treten Schwefelkieskonkretionen auf. Die Versteinerungen sind meist zerbrochen, die Zweischaler einklappig, kleine Versteinerungen oft verkiest.

Am Apertagehange des Monte Rema, wo die Wengener Schichten allerdings bereits metamorphosiert sind, bestehen sie aus dunklen, nur selten mit Salzsäure brausenden, häufig dünn gebänderten Schiefern.

Am Dosso alto in Val Trompia bilden sie eine schmale, nach meinen Beobachtungen aus „tuffig-tonigen Gesteinen mit Lagen von grauem Kalk" bestehende Zone. Die Kalke enthalten viel ausgeschiedene fein verteilte Kieselsäure und führen *Cidaris*-Reste. Lepsius schätzte sie dort auf 30 *m*, hebt ihren vulkanischen Ursprung hervor und bezeichnet sie als „Porphyrtuffe, Konglomerate und Sandsteine". Bittner nennt sie „eine nicht sehr mächtige Masse von Tuffen und Sandsteinen"

Am Monte Guglielmo sah ich nur bläulichgraue Tuffe und Bruchstücke von Porphyriten, die wohl als Laven auftreten. Vigo zitiert auch gutgeschichtete, schwarze, gelb verwitternde Kalke.

Zwischen Pisogne und Toline endlich bestehen sie aus groben und feinen Tuffsandsteinen und Tuffen.

Soweit reichen meine Beobachtungen über die petrographische Beschaffenheit der Wengener Schichten außerhalb der Kontaktzone. Es geht daraus hervor, daß wir eine vulkanische und eine normale, aus dünnschichtigen Kalken, Tonen und Mergeln bestehende Fazies zu unterscheiden haben. Die letztere scheint überall durch dunkle bis schwarze Farben ausgezeichnet zu sein.

c) Petrographische Beschaffenheit des Esinokalkes.

Der Esino„kalk" besteht oft zu einem nicht unerheblichen Teile aus Dolomit. Unmittelbar hinter dem Albergo d'Italia in Breno stehen mächtige Dolomitbänke an und auch auf dem auf pag. 27—28 geschilderten Wege von Breno nach S. Pietro Barbarino herrscht zuerst Dolomit bei weitem vor. Tonige Zwischenlagen fehlen hier und an anderen Stellen ganz oder fast ganz. Sie sind auch in der Kontaktzone nur relativ selten durch Granatzwischenlagen oder -linsen angedeutet. Für die normalen Gesteine ist eine stets sehr ausgesprochene Schichtung charakteristisch. Die dadurch entstehende Bankung ist aber viel gröber, die Bänke sind viel dicker als im Muschelkalke und in den Wengener Schichten. Die Farbe der Dolomite und Kalke ist fast stets ein helles Grau. Der Dolomit ist häufig porös, seltener kompakt. Mitunter wird er eigentümlich streifig und körnig.

Das ganze Schichtsystem ist zwischen Breno und Cividate auf dem über San Pietro Barbarino führenden Wege prachtvoll aufgeschlossen und sehr bequem zu studieren. Man sieht dort, daß im großen und ganzen der Kalkstein bei weitem vorherrscht. Nur auf der ersten schon erwähnten Strecke unmittelbar bei und hinter Breno, sowie an und unmittelbar unter der Ruine von San Pietro herrscht Dolomit, sonst aber stets Kalk vor[1]). Die allerhöchsten Schichten unmittel-

[1]) Meine darauf bezüglichen Angaben beruhen auf Hunderten von Betupfungen mit verdünnter Salzsäure.

bar unter dem Raibler-System der nach Malegno führenden Brücke bei Breno bestehen aus weißem bis hellgrauem Dolomit. Ebenso trifft man beim Abstieg von Malegno nach Ospitale unter den Raibler-Schichten zuerst wieder weißgraue, etwas poröse Dolomitbänke und erst darunter kompaktere und noch etwas hellere Kalksteine an.

Nur selten gelang es mir in dem normalen Esinokalkgebiet der weiteren Umgebung von Breno tonige Zwischenlagen nachzuweisen. Sie sind offenbar überhaupt sehr selten und dünn, verwittern rasch und entziehen sich so der Beobachtung. Doch treten sie sicher gelegentlich auf. So führte ich auf pag. 33 vom Cerreto dolomitischen Kalkstein mit tonig-schiefrigen Zwischenlagen und Dolomite mit dünnen grauen Mergelzwischenlagen an. Es ist das richtig, weil zweifellos aus ihnen die sonst unverständlichen Granatlinsen und -lagen des Marmors der Kontaktzone hervorgehen.

An der Chiesebrücke bei Cusone in Judikarien liegt vor den Wengener Schichten noch ein kleiner Rest von hellgrauem, gelb verwitterndem, kurzklüftigem, porösem, aber auch größere Hohlräume enthaltendem Dolomit. Schichtung ist in ihm nicht erkennbar. Nach der Lage im Profil muß er zum Esinokalk gehören. Der abnorme, an Hauptdolomit erinnernde Habitus erklärt sich wohl durch Zerdrückung an der unmittelbar benachbarten Judikarienbruchlinie.

Eine im Habitus ganz abweichende Gesteinsart beobachtete ich bei Fogojard zwischen Campiglio und Pinzolo in vereinzelten Aufschlüssen (vergl. pag. 152). Es sind mächtige ungeschichtete Massen von Kalkbreccien, in denen große und kleine hellgraue Kalktrümmer, häufig nur von wenigen Zentimetern im Durchmesser, zu einem festen, von Höhlungen erfüllten Gestein verkittet sind. Ob diese Massen wirklich zum Esinokalk gehören, ist zweifelhaft. Doch kenne ich aus dem Hauptdolomit erst recht keine ähnlichen Gesteinsarten.

d) Versteinerungen der Wengener Schichten und des Esinokalkes.

Obwohl ich auch von diesen Schichtkomplexen mein gesamtes Versteinerungsmaterial Herrn stud. Ratzel zur Bearbeitung übergeben habe und auf dessen Veröffentlichung verweise, will ich doch wenigstens die zum Teil ja auch auf *G* eingetragenen Fundorte kurz aufführen.

Ich beginne mit den Wengener Schichten. Diese lieferten Herrn Ratzel bei Cividate die für die Horizontbestimmung wichtige *Daonella Lommeli*. Im Dezzotal oberhalb Angolo sammelte ich an dem schon Lepsius und Gümbel bekannten Fundorte Daonellen und Trachyceraten.

In der Val Corni Marci oberhalb Losine fand ich Daonellen und Posidonomyen.

In den Wengener Schichten des Dos dei Morti sind schon durch Bittner an zahlreichen Stellen Exemplare der *Daonella Lommeli* und andere Versteinerungen bekannt geworden. Der reichste mir bekannt gewordene Fundort aber ist das altberühmte rechte Chieseufer westlich Cusone, wo *Daonella Lommeli* selbst mit Bactryllien, Landpflanzenresten, *Posidonomya wengensis*, kleinen Orthoceren und zahlreichen Ammoniten in großer Zahl zu finden ist. Herr Ratzel ist mit der Bestimmung meines Materiales von dort beschäftigt und wird Zusammenstellungen sämtlicher von dort bekannt gewordener Arten geben.

Auch bei Prezzo selbst, in Strada und zwischen Frugone und Strada sind längst Daonellen, und zwar die *Lommeli* selbst, sowie *Posidonomya wengensis* bekannt und auch von mir gesammelt worden.

Am Dosso alto bei Bagolino fand ich keine Versteinerungen. Mojsisovics zitiert von dort ein „*Trachyceras Longobardicum*“

Es ergibt sich aus diesen Angaben, daß der mit den geschilderten petrographischen Merkmalen durch die ganze südliche Adamellogruppe verfolgbare Komplex auch paläontologisch den echten Wengener Schichten mit *Daonella Lommeli* entspricht.

Wesentlich ungünstiger gestalten sich die paläontologischen Funde im Esinokalk. Man muß diesen in der Adamellogruppe als versteinerungsarm bezeichnen, obwohl Anzeichen vorhanden sind, die für die Zukunft Hoffnung auf bessere Ausbeute machen. Was ich selbst fand, ist im folgenden mitangeführt.

Auf dem Wege von Breuo nach S. Pietro Barbarino sah ich einige wenige, zum Teil beschalte hochtürmige Schnecken vom sogenannten „Chemnitzientypus", eine Koralle und nicht genauer bestimmbare Reste.

An der Auflagerungsstelle des Esinokalkes auf den Wengener Schichten zwischen San Martino und Prestine sah ich neben vielen Evinospongien einen prachtvollen Querschnitt einer vorzüglich erhaltenen, aber leider aus der glatten Felsfläche nicht herauspräparierbaren Einzelkoralle.

Im Esinokalk des Concarena treten nach Mitteilungen von Prof. Penzig in Genua und meines verstorbenen Freundes, avv. Prudenzini in Breno, gelegentlich große turmförmige Schnecken, beziehungsweise andere Fossilien auf. Doch gelang es mir leider noch nicht, Material davon zu erhalten.

Der Esinokalk der Val di Dezzo ist stellenweise sehr reich an Evinospongien. Lepsius (pag. 85 und 317, Taf. II, Fig. 4) fand hier in den unteren Schichten die echte *Daonella Lommeli* in zahlreichen Exemplaren [1].

Vigo zitiert aus dem Esinokalk des Monte Guglielmo eine „*Halobia*".

Lepsius (pag. 210) fand am Fuß der Wand des Cornovecchio „einen weißen Dolomitblock voller Gyroporellen (? *Diplopora annulata*), welcher jedenfalls von hier oben herstammte".

Bittner (pag. 272) sagt von einer Stelle des Cornovecchio, daß das Gestein der „Wengener Riffkalke hier ein heller dolomitischer Kalk oder Dolomit ist, welcher stellenweise ein wahres Fossilgereibsel bildet, besonders häufig aber Auswitterungen von Dactyloporen [2] zeigt".

Lepsius (pag. 84) sah im Esinokalk des Dosso alto zahllose Evinospongien, einige unbestimmbare Korallen und einen *Pecten*.

Stache fand im Esinokalk am Ausgang der Val di Breguzzo Bruchstücke einer großen *Daonella*, die vielleicht zur *Lommeli* gehört.

Herr Ratzel erhielt 1906 von Arbeitern, die bei dem Bau der Eisenbahn nahe Cividate beschäftigt waren, einige besser erhaltene Stücke von Gastropoden und sammelte selbst an mehreren Stellen nahe Cividate eine kleine, zum Teil gut erhaltene Faunula. Nach den Bestimmungen von Herrn Dr. D. Häberle in Heidelberg sind nur die Gattungen *Fedaiella* und *Omphaloptycha* darunter vertreten. Sicher bestimmbar und bereits bestimmt sind *Fedaiella monstrum Stopp. sp.*, *Omphaloptycha Rosthorni M. Hoernes sp.*, *O. eximia M. Hoernes sp.* und *O. Aldrovandii Stopp. sp.* Das Vorkommen dieser Arten bestätigt die im vorstehenden angewandte stratigraphische Bestimmung der Schichten als Esinokalk. Eine genauere Untersuchung seiner Funde wird Herr Ratzel später selbst veröffentlichen.

[1] Vergl. auch Salomon, Marmolata, pag. 115.

[2] = Diploporen.

Ich glaube übrigens, daß eine sorgfältige Begehung des Cerreto bei Breno und des Concarena bei Cerveno und Losine ein noch reicheres Fossilienmaterial liefern wird. Bei dem jetzigen Stande unserer Kenntnis wäre es jedenfalls verfrüht sich über die obere stratigraphische Grenze des Esinokalkes der Adamellogruppe zu äußern. Daß der untere Teil sicher noch stellenweise den Wengener Schichten entspricht, das geht nicht nur aus den geschilderten Faziesverhältnissen, sondern auch aus dem Auftreten der echten *Daonella Lommeli* in dem unmittelbar benachbarten Esinokalk des unteren Dezzotales hervor.

e) Entstehung des Esinokalkes und der Wengener Schichten.

Wie schon auf pag. 400—402 auseinandergesetzt wurde, sind die beiden Schichtkomplexe in der Adamellogruppe sicher zum Teil gleichalterige Fazies.

Das Verdienst diese Auffassung für die lombardischen Alpen zur Geltung gebracht zu haben, gebührt, wie bereits hervorgehoben, E. v. Mojsisovics, der schon 1879 in seinen „Dolomitriffen" (pag. 511) auf den Fazieswechsel in der lombardischen Trias hinwies und 1880 in seinem Aufsatze „Über heteropische Verhältnisse im Triasgebiete der lombardischen Alpen" ausführlichere Mitteilungen über diesen Gegenstand brachte. Aus seinen Untersuchungen, aus Bittners Mitteilungen und aus den im vorstehenden angeführten Beobachtungen ergibt sich, daß in einem nicht unerheblichen Teile des Zeitraumes nach der Bildung der Reitzischichten und vor der Ablagerung des Raibler Horizontes gleichzeitig nebeneinander Wengener Schichten in Kalk- und Tonfazies, Wengener Schichten in vulkanischer Fazies und Esinokalk entstanden.

Die vulkanische Fazies der Wengener Schichten bedarf hier keiner eingehenden Besprechung. Obwohl es, wie hervorgehoben, jedenfalls an manchen Punkten bis zu Inselbildungen kam, dürften doch die meisten hierher zu stellenden Bildungen unter Wasser abgelagert worden sein. Ihre mächtigste Entwicklung erreichte diese Fazies im SW der Adamellogruppe, im Dezzotale und am Monte Guglielmo.

Auch die dunkel gefärbte Kalk- und Tonfazies der Wengener Schichten mit ihrem oft erstaunlichen Reichtum an großen dünnschaligen Daonellen schließt sich in allen wesentlichen Zügen an die typischen Vorkommnisse der Dolomitenregion an. Es handelt sich offenbar um landnahe Ablagerungen, deren Ton wohl als terrigen aufzufassen ist.

Anders und viel schwieriger ist die Frage nach der Entstehung des Esinokalkes zu beantworten. Man kann dieser Frage wohl überhaupt nicht näher treten, ohne auch weiter entfernte Gebiete der Südalpen und die sehr umfangreiche Literatur über den Gegenstand zu berücksichtigen.

Zunächst wird dabei zu erörtern sein, wieso ein Teil des „Esinokalkes" als Dolomit entwickelt ist.

Wie jetzt wohl allgemein zugegeben wird, finden wir in der Natur neben Dolomiten, die ihren jetzigen Magnesiagehalt sekundären, erst lange nach der Gesteinsbildung eingetretenen Prozessen verdanken, andere Vorkommnisse, die bereits primär als Dolomite entstanden.

Für die primäre Natur des größten Teiles der südtiroler und venezianischen Schlern-Dolomitmassen haben sich im Laufe der Zeit eine ganze Anzahl von Forschern erklärt. Dölter und Hörnes[1]) vertraten bereits 1875 die Anschauung, daß die Südtiroler und zahlreiche andere

[1]) Jahrb. d. k. k. geol R.-A. Wien 1875, pag. 293—332. bes. 332. und Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1876, pag. 76 u. f.

Dolomitvorkommnisse ihre Magnesia primär[1]) dem Meerwasser entnommen hätten. Loretz[2]) untersuchte die südalpinen Triasdolomite petrographisch und kam zu dem Ergebnis, daß „mit dem erstarrten Gestein" kaum noch „Veränderungen nach morphologischer und chemischer Richtung vorgegangen" seien. Nachdem dann Joh. Walther[3]) und Rothpletz[4]) den Dolomitisierungsvorgang infolge von Einwirkung verwesender Organismenreste auf die Salze des Meerwassers an rezenten Korallen- und Kalkalgenanhäufungen direkt studiert hatten, sind Rothpletz und der Verfasser[5]) dafür eingetreten, daß die Dolomitbildung im Schlerndolomit im wesentlichen in dieser Weise zu erklären sei.

Für die dabei zu denkenden Vorgänge sind mittlerweile durch Pfaff[6]) annehmbare Erklärungsversuche gemacht worden. Klements[7]) interessante Laboratoriumsexperimente zeigten zwar, daß schon bei starker Erwärmung des Meerwassers durch Einwirkung der Salze auf Aragonit direkt Dolomit entstehen kann. Doch sind die dazu notwendigen Temperaturen in der Natur wohl nie verwirklicht.

Auch die späteren Publikationen stehen, soweit mir bekannt, auf keinem von Rothpletz' und dem meinigen wesentlich abweichenden Standpunkt. Arthaber (Lethaea, pag. 226) und Skeats[8]) vertreten, der letztere offenbar ohne die ältere Literatur näher zu kennen, primäre, beziehungsweise doch noch während der Triasperiode erfolgte Dolomitisierung. Ahlburg[9]) stützt sich darauf und weist nach, daß „man es in Oberschlesien mit zwei verschiedenen Perioden der Dolomitisierung zu tun hat, einer primären, bei der gleich nach Ablagerung der betreffenden Sedimente, nämlich der Nulliporen-" (sc. Diploporen) „-führenden Himmelwitzer Schichten kohlensaure Magnesia aufgenommen wurde, und einer zweiten sekundären, bei der durch Zirkulation von magnesiahaltigem Wasser der Osten der oberschlesischen Trias durch Aufnahme von $MgCO_3$ unter Wegführung von $CaCO_3$ umgewandelt wurde".

Untersuchen wir nun die Dolomitbildungen innerhalb des Esinokalkes der Adamellogruppe, so scheinen mir die folgenden Betrachtungen von Bedeutung zu sein.

Sekundäre Dolomitisierung sollte, soweit sie nicht bereits die ganze Masse ergriffen hat, in der Nähe von Spalten oder von orographisch das Eindringen der zirkulierenden Gewässer begünstigenden Hohlformen ohne Rücksicht auf die Schichtung lokalisiert sein. Oder es sollten die untersten, den undurchlässigen Wengener Bildungen aufgelagerten Schichten, in denen eine Stauung des Wassers vorausgesetzt werden muß, stärker verändert sein als die oberen.

---

[1]) „Während oder kurz nach der Ablagerung."

[2]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesell. 1878, pag. 387—416.

[3]) Abhandl. d. sächs. Akad. d. Wissensch., Bd. 14, Leipzig 1888, pag. 489, und Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesell., 1885.

[4]) Querschnitt durch die Ostalpen 1894, pag. 53—54.

[5]) Marmolata, 1895, pag. 44—45.

[6]) Neues Jahrb. f. Mineralogie, Beil.-Bd. 9, 1894, pag. 485—507, und Zentralblatt d. N. Jahrb., 1903, pag. 659. Eine erst nach Fertigstellung meines Manuskriptes über denselben Gegenstand erschienene Arbeit im Beil.-Bd. 23 (1907) des N. Jahrb., pag. 529—580, habe ich nicht mehr berücksichtigen können.

[7]) Tschermaks Mitteilungen 1895, Bd. 14, pag. 526—544.

[8]) On the chemical and mineralogical evidence usw. Quart. Journ. Geol. Soc. London 1905, Bd. 61, pag. 97—141. Lokal wird übrigens auch hier sekundäre Dolomitisierung angenommen.

[9]) Die Trias im südlichen Oberschlesien. Abhandl. d. Preuß. geol. Landesanst. 1906, Neue Folge, Heft 50, pag. 151 u. f.

Beides ist, soweit meine Beobachtungen reichen, nicht der Fall. Wie im lokalen Teil auseinandergesetzt worden ist, bestehen in der Umgebung von Breno gerade die allerobersten Schichten unmittelbar unter dem Raibler Horizont aus Dolomit, die untersten Schichten aber (bei Cividate) aus Kalk. Mitten in die Kalkschichten schaltet sich bei und unterhalb San Pietro Barbarino eine mächtige Dolomitmasse ein (pag. 28). In den tieferen Schichten fand ich mitten in einer Kalksteinlage ein weder tektonisch noch hydrographisch motiviert erscheinendes kleines Nest von Dolomit. Umgekehrt tritt mitten in dem Dolomit bei Breno eine zusammenhängende Kalkbank auf. In anderen Schichten findet ein scheinbar regelloser Wechsel zwischen Dolomit und Kalk statt.

Ähnliche Verhältnisse hat Philipp[1]) aus den Latemarkalken der Umgebung von Predazzo beschrieben. Dort herrscht im allgemeinen in der Unterregion der ladinischen Bildungen Dolomit, in der Oberregion Kalk. Eine scharfe Grenze ist nicht vorhanden. „Der Dolomit ragt zackenartig in den Kalk hinein, beziehungsweise der Dolomit sendet Spitzen und Zungen in den Kalk hinein; oft bildet er auch in dem letzteren einzelne größere Nester". „Im Forzellazuge trifft man mitten im Kalk wieder einige größere oder kleinere Partien von Dolomit oder stark dolomitischem Kalk." Eine Lokalisierung des Dolomites an Punkten stärkerer Wasserführung des Gesteines, also etwa in der Nähe von Verwerfungen, ist auch hier nicht beobachtet worden.

In beiden Fällen scheint mir die Annahme von der primären Entstehung des Dolomites viel mehr für sich zu haben als die einer sekundären Umwandlung. Insbesondere dürfte das unvermittelte Auftreten einer einzelnen scharf abgesetzten Kalksteinbank zwischen den wasserdurchlässigen Dolomitschichten bei Breno nicht anders erklärbar sein. Dennoch will ich aber gewiß nicht bestreiten, daß ähnlich wie in Oberschlesien lokal auch hier neben der primären Dolomitisierung dieselbe Umwandlung sekundär eingetreten sein mag.

Die Riff-Frage.

Wenden wir uns nun zu der Frage nach der Ablagerungsart des Esinokalkes. Wie schon vorher gesagt, läßt sich dieser nicht getrennt vom Schlerndolomit, Marmolata-, Latemar- und Wettersteinkalk behandeln. Ja, man muß unbedingt auch die anisischen weißen Dolomite und Kalke, nämlich den *Trinodosus*-Dolomit[2]) und Spizzekalk mit zum Vergleiche heranziehen.

Bei der Untersuchung der Bildungsweise dieser gewaltigen Kalk- und Dolomitmassen der Alpen hat man sich von jeher von zwei verschiedenen Gesichtspunkten, einem geologischen und einem biologischen, leiten lassen. Entweder nämlich ging man von der Betrachtung der Form unserer Massen aus oder man stützte sich auf die Untersuchung der in ihnen enthaltenen Organismenreste. Wir werden im folgenden sehen, wie diese beiden Untersuchungsweisen, die unbedingt nebeneinander hergehen müssen, manchmal nicht in genügendem Maße gleichzeitig berücksichtigt wurden.

In der Zeit, in der F. v. Richthofen seine so berühmt gewordene Korallenriffhypothese aufstellte und selbst noch zur Zeit, in der E. v. Mojsisovics' nicht weniger berühmte „Dolomitriffe" erschienen, nahm man allgemein an, daß es rasch, mit steilen Wänden emporwachsende Kalkmassen in den heutigen Meeren gibt, die im wesentlichen von Korallen aufgebaut würden. Da die betreffenden Gebilde teils wirklich die Meeresoberfläche erreichen, teils wenig unter ihr ver-

[1]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesell. 1904, Bd 56, pag. 18 u. f.

[2]) Ich halte es nach Vaceks Feststellung des ladinischen Alters des Dolomites der Mendel nicht mehr für möglich, den Namen „Mendola-Dolomit" im alten Sinne weiter zu gebrauchen, kann also in dieser Hinsicht Arthaber (Lethaea, pag. 268) nicht beipflichten.

borgen sind, so bezeichnete man sie allgemein als Korallenriffe. Das Wort „Riff" allein bezeichnete aber damals und noch heute jede Gesteinsmasse, die durch eine derartige Lage zum Wasserspiegel der Schiffahrt gefährlich werden kann, ohne Rücksicht auf ihre Entstehung und Zusammensetzung. Es gibt also zum Beispiel Kalkriffe, die von tertiären, mesozoischen, paläozoischen Kalken verschiedenartigster Entstehung gebildet sind. Das Wort „Riffkalk" hatte daher zunächst überhaupt keine bestimmte petrogenetische Bedeutung und gewann sie nur dadurch, daß man es in der Geologie im Sinne von „Korallenriffkalk" anzuwenden begann.

Andere Organismen, die ebensolche Bauten wie die Korallen aufzuführen imstande seien, kannte man so gut wie nicht. Man wußte ferner zwar sehr wohl, daß am Aufbau der Korallenriffe andere Tiere und Pflanzen mitbeteiligt sind, man nahm aber an, daß sie im allgemeinen an Masse sehr hinter den Korallen zurückständen.

Da nun ferner die Gegner der Richthofen-Mojsisovicsschen Korallenriffhypothese auch die Hypothese eines raschen Fazieswechsels innerhalb der ladinischen Stufe bekämpften, so glaubten ihre Anhänger nur den Beweis dieses Fazieswechsels erbringen zu müssen, um die Korallenriffhypothese zu beweisen. „Und so eng verknüpft schienen ihm (Mojsisovics) diese beiden Hypothesen zu sein, daß in seinem Werke beide zu einer einzigen verschmolzen sind und jede Tatsache, die für den Fazieswechsel sprach, auch als Beweis für die Korallenrifftheorie angesehen wurde. Es ist dies der Hauptfehler, der in jenem denkwürdigen und in vielen Beziehungen fundamentalen Werke gemacht wurde" [1]).

Da es nun Mojsisovics seiner Auffassung nach tatsächlich gelang, den Nachweis des Fazieswechsels zu erbringen, so glaubten er und die Mehrzahl der Fachgenossen den Nachweis der Richtigkeit auch für die Korallenriffhypothese zu besitzen.

Immerhin wurde schon dieser geologische Beweis nicht von allen Fachgenossen anerkannt. Gümbel[2]), Lepsius[3]) und andere waren und blieben der Meinung, daß die ladinischen Kalke und Dolomite eine kontinuierliche, nur langsam an- und abschwellende Decke über den Wengen-Cassianer Schichten, stellenweise auch noch älteren Schichten bildeten und daß die schroffe „Riff"-artige Form der Dolomitmassen nicht auf Fazieswechsel, sondern lediglich auf Erosion, beziehungsweise Verwerfungen beruhe.

Rothpletz widmete in seinem „Querschnitt durch die Ostalpen" [4]) der Korallenriffrage ein ganzes Kapitel. Der erste Beweisgrund der Anhänger der Korallenrifftheorie ist nach ihm der, daß „unter den Fossileinschlüssen des ungeschichteten Dolomites stockförmige Korallen bei weitem vorwiegen" (Mojsisovics, l. c. pag. 493). Er zeigt eingehend, wie falsch diese Behauptung ist und hebt hervor, daß die Korallen, „wo sie auftreten", in dem Kalk einzelne Bänke oder Nester bilden und eben dadurch beweisen, daß die übrige Masse des Kalkes kein Korallenriff war. Er erkannte ferner bereits, daß die Kalkalgen für die Bildung des Schlerndolomites und Wettersteinkalkes von großer Bedeutung sind und folgerte aus ihrer reichen Entfaltung, daß das Meer, in dem die ladinischen hellen Karbonatmassen zum Absatz gekommen sind, im Maximum 400 *m* Tiefe gehabt haben kann. Über das Verhältnis der Beteiligung der Kalkalgen an ihrem Aufbau äußert er sich nicht näher, sondern sagt nur, daß die hellen Karbonatmassen „vor-

[1]) Salomon, Marmolata 1895, pag. 19

[2]) Sitzungsber. d. math.-phys. Klasse d. Münchener Akad. 1873, pag. 14—88, besonders 71—76; und 1876, pag. 83—101.

[3]) 1878, pag. 81—83.

[4]) Stuttgart 1894, pag. 52—68

wiegend organogenen Ursprunges sind und ihre Massigkeit dem Wachstum von Tieren und Pflanzen in wenig tiefen oder sogar seichten Meeresteilen verdanken. Aber Korallen haben dabei durchaus keine besonders hervorragende Rolle gespielt, wennschon sie stellenweise wahre Rasen bildeten und wohl auch zu kleinen echten Riffbildungen geführt haben mögen. An den meisten Orten hingegen treten sie anderen Tieren und Pflanzen gegenüber so sehr in den Hintergrund, daß wir sie nur als einen untergeordneten Bestandteil der Fauna bezeichnen können" (pag. 67—68).

Das Studium der Lagerungsverhältnisse, der Cipitkalke und Übergußschichtung führte Rothpletz zu dem Schlusse, daß ein Fazieswechsel in der ladinischen Stufe stattfindet und daß der Schlerndolomit „zum Teil mit den Wengener und Cassianer Schichten gleichalterig ist". Steil aufragende, nach außen steilwandig abfallende Dolomitriffe aber, wie sie Mojsisovics annahm und schematisch zeichnete, konnte Rothpletz nicht anerkennen. In einer späteren Veröffentlichung [1]) wird ziemlich derselbe Standpunkt vertreten, der Fazieswechsel aber noch stärker hervorgehoben und an einer Anzahl von Beispielen aus der Schlerngegend erläutert. Rothpletz verneint dabei die Frage, ob der Schlerndolomit eine Korallenriffbildung sei und fügt hinzu: „Versteht man unter ‚Riff' steil und hoch vom Meeresboden aufragende Massen, etwa wie die Koralleninseln des Stillen Ozeans, dann paßt der Name für die Sudalpen ganz und gar nicht. Begreift man darunter aber auch die submarinen, organogenen Plateaus des Golfes von Mexiko und die Dacia-Bank der Tiefsee, dann ließe sich der Name ‚Dolomitriff' wohl auch fernerhin auf die Alpen anwenden: doch mußte vorher eine entschiedene Umprägung dieses Gliedes unseres Wortschatzes vorgenommen werden."

Bald nach Rothpletz äußerte sich M. Ogilvie [2]) auf Grund ihrer Aufnahmen über die Entstehung der hellen ladinischen Karbonatmassen. Sie faßt sie ähnlich wie Gümbel und Lepsius als eine kontinuierliche Platte auf und sucht wie Rothpletz zu zeigen, daß die riffähnliche Form einzelner der Berge meist erst sekundär, und zwar im wesentlichen durch Lagerungsstörungen entstanden sei. „The reef-like appearance assumed by these dolomite massifs is in small measure due to the variation in the charakter of contemporaneous Triassic deposits" (also Fazieswechsel) „but is chiefly the result of the movements of the rocks in Tertiary time." Die Cipitkalke werden im Gegensatz zu Mojsisovics nicht als von den Riffen losgerissene Blöcke, sondern als Kolonien des organischen Lebens innerhalb der vulkanischen Massen und Schlammsedimente aufgefaßt. Nach der Verfasserin sind sie, nicht aber die von Richthofen und Mojsisovics dafür gehaltenen eigentlichen „Dolomitriffe", die einzigen wirklichen, aber sehr unbedeutenden Korallenbildungen der ladinischen Zeit.

Die Form und Verbreitung der Cipitkalke spricht nach Ogilvie [3]) nicht für die Darwinsche, sondern für die Murray-Guppysche Hypothese über das Wachstum der Korallenriffe.

Gleichzeitig mit Ogilvie und unabhängig von ihr schrieb ich über denselben Gegenstand [4]) und kam in bezug auf die Cipitkalke zu ähnlichen Resultaten wie sie [5]). Das Studium der Lagerungsverhältnisse führte mich zu dem Ergebnis, daß ein intensiver Fazieswechsel in der ladinischen Stufe tatsächlich herrscht, daß aber steil abfallende „Faziesböschungen" mit „Fazieswinkeln" von mehr als 30° nicht nachweisbar sind. Auch die meiner Überzeugung nach tatsächlich vorhandene

[1]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1899, pag. ·105· — ·113·.

[2]) Coral in the „Dolomites" of South Tyrol. London. Geol. Magaz. 1894, pag 22

[3]) Pag 22 des Sonderabdruckes.

[4]) Marmolata 1895. Das geologische Manuskript ging im Februar 1894 an den Herausgeber ab, erschien aber erst sehr viel später im Druck.

[5]) Vergl. Marmolata, Anhang 1895, pag. 202.

Übergußschichtung konnte ich in anderer Weise erklären. Die geologische Untersuchung ergab also keine Veranlassung, steilwandig in dem alten Triasmeer emporwachsende Riffberge anzunehmen, wie sie die Darwinsche Hypothese für so viele der Korallenriffe der Südsee voraussetzt.

Aber auch die Untersuchung der sehr reichen Organismenwelt der Marmolata[1], nach Stoppanis Publikation über Esino, wohl der ersten größeren genau und vollständig beschriebenen Fauna und Flora einer der hellen ladinischen Karbonatmassen, ergab ein der Korallenrifftheorie recht ungünstiges Ergebnis. Nach meiner damaligen Auffassung konnten als Bildner der Kalke und Dolomite nur Korallen, Evinospongien und Siphoneen in Betracht kommen. Ich sprach mich ebenso wie Rothpletz (l. c. pag. 42) dafür aus, daß nur ein Teil der als Evinospongien bezeichneten Bildungen anorganischer Entstehung sei, die Hauptmasse aber zu Organismen (? Kalkalgen) gehöre. „Jedenfalls setzen sie einen ganz wesentlichen Teil der *Lommeli*-Kalke und -dolomite zusammen. Sie treten in großen Massen in dem bayrischen Wettersteinkalk auf, erfüllen im Esinokalk ganze Bänke, sind in der Marmolata weit verbreitet und fehlen überhaupt wohl nur dort ganz und gar, wo Umwandlungen des Gesteines ihre Spuren zerstören, oder wo die noch massenhafter auftretenden Diploporen alle anderen Organismenreste verdrängen“ (Marmolata, pag. 25).

Was die Korallen betrifft, so zeigte ich auf Grund eigener Beobachtungen und der Angaben von Gümbel, Benecke, Rothpletz, v. Richthofen, Lepsius, Harada und v. Mojsisovics selbst, daß sie meist zu den Seltenheiten gehören und nur gelegentlich im Wettersteinkalk als wirkliche Gesteinsbildner, auch dann aber nur in Bänken von 1—2 *m* Mächtigkeit auftreten. Gegenüber den Anhängern der Korallenriffhypothese, die diese auch ihnen auffällige Armut an Korallen durch deren rasche Obliteration erklärten, hob ich hervor, daß die wenigen an der Marmolata vorhandenen Korallen meist vortrefflich erhalten sind und nicht bloß ihre äußere Form, sondern auch ihre innere Struktur ausgezeichnet erkennen lassen. Es sind aber fast lauter Einzelindividuen und mit Ausnahme von wenigen feinen 2—3 Kelche tragenden *Gonioсora*-Ästchen sowie eines einzigen kleinen Stockes einer lithodendronartigen Koralle keine stock- oder gar riffbildenden Gattungen. Obwohl seitdem die Korallenrifftheorie wieder Verteidiger gefunden hat, ist diese meiner Meinung nach **für die Theorie vernichtende Tatsache bis zum heutigen Tag von ihnen weder erklärt noch auch nur erwähnt worden.**

Dem gegenüber hob ich die große Bedeutung der Diploporen hervor; ich zeigte, indem ich mich auch auf die Beobachtungen Beneckes für Esino, Lepsius' für das Mendel-Nonsberg-Gebiet, Gümbels für den Schlern und andere Punkte stützte, daß sie ungeheuer weit verbreitet sind, vielfach ganze Felsen zusammensetzen und im ganzen Gebiet der ladinischen hellen Kalke und Dolomite von allen makroskopisch erkennbaren Versteinerungen auch der Masse nach am meisten in Betracht kommen. „Man kann die *Lommeli*-Kalke und -dolomite geradezu als Diploporenfazies bezeichnen. Kein anderes Fossil ist in ihnen so gemein, kein anderes tritt in so ungeheuren Mengen und an so vielen verschiedenen Lokalitäten auf als die Diploporen.“

In einem weiteren Abschnitt (pag. 46) zeigte ich, daß der damals noch fast allgemein als „Mendoladolomit“ bezeichnete *Trinodosus*-Dolomit, der zweifellos gleicher Entstehung wie die ladinischen Kalke und Dolomite ist, seiner Form nach sogar von Mojsisovics als Platte bezeichnet wird, seinem fossilen Inhalt nach aber gleichfalls hauptsächlich von Diploporen gebildet zu sein schien.

[1]) Die Gastropoden wurden nicht von mir, sondern von Kittl und J. Böhm beschrieben.

52*

Somit kam ich zu dem Schlusse, daß die anisischen und ladinischen hellen Kalke und Dolomite weder ihrer geologischen Form wegen noch auf Grund ihres fossilen Inhaltes als „Korallenriff“ oder überhaupt als „Riffe“ bezeichnet zu werden verdienten.

Frech hat in den Karnischen Alpen[1]) den Schlerndolomit und seine Äquivalente untersucht und sagt darüber: „Wie die fast überall beobachtete Schichtungslosigkeit des Dolomites beweist, handelt es sich um Riffe, an deren Aufbau jedoch die Diploporen den Hauptanteil gehabt haben dürften. Obliterierte Reste dieser Kalkalgen scheinen in den Karnischen Alpen häufiger zu sein als die oben erwähnten deutlicheren Vorkommen: Korallen wurden, wie erwähnt, nur ein einzigesmal nachgewiesen. In den Dolomiten der zentralalpinen Triaszone sind ebenso wie in vielen Gebieten des nordalpinen Wettersteinkalkes nur Diploporen (mit Ausschluß der Korallen) als Gesteinsbildner bekannt geworden.“ . . „Die Ansicht von Mojsisovics, der die Diploporen nur als Bewohner der Lagunen und Riffkanäle ansehen will, dürfte somit kaum haltbar sein.“ Den Schlerndolomit bezeichnet er aber dennoch auf pag. 407 als „korallogen“.

Johannes Walther hat schon im Jahre 1885[2]) auf Grund der Untersuchung fossiler und rezenter Kalkalgenlager in Sizilien und bei Neapel darauf hingewiesen, daß auch in dem Dachsteinkalke der Nordalpen mächtige strukturlose Lagen aller Wahrscheinlichkeit nach phytogenen Ursprunges sind. Andere Lagen bezeichnete er als korallogen.

Volz[3]) sprach sich im Gegensatz zu Rothpletz, Ogilvie und mir wieder, wenn auch nur ganz kurz für die Korallenrifftheorie aus und faßte die Übergußschichtung und die Cipitkalke ganz wie Mojsisovics auf. Er stützte sich dabei auf einen Mangel in meiner Beweisführung. Ich hatte ebenso wie Ogilvie die Cipitkalke nicht als losgerissene Korallenriffblöcke aufgefaßt, sondern als große, außerhalb des Bereiches der Diploporenbauten gebildete, autochthone Korallenansiedelungen. Hinsichtlich der Tiefe des Meeres, in dem alle diese Bildungen entstanden, gab ich in Übereinstimmung mit Rothpletz an, daß die reiche Entwicklung der Algen größere Tiefen als 400 *m* sicher auszuschließen zwingt. „Auf der anderen Seite deuten die zahlreichen großen Cephalopodenformen mit Sicherheit auf nicht ganz unbeträchtliche Tiefen.“ Ferner hatte ich auf pag. 34 meiner Arbeit zur Erklärung der Übergußschichtung einen idealen Durchschnitt durch eine Diploporenanhäufung gezeichnet, der die Mitte einer solchen Bildung wesentlich höher als die Ränder voraussetzt. Volz weist nun, wie ich gern zugebe mit Recht, auf den scheinbaren Widerspruch hin, der zwischen dieser Zeichnung und den zitierten Angaben liegt. Nach der Zeichnung müßten die Cipitkalke sehr viel tiefer liegen als der mittlere Teil der Diploporenbauten-Oberfläche, also jedenfalls viel tiefer als 60 *m*, beziehungsweise die Tiefe, in der Riffkorallen gedeihen. Anderseits hatte ich aber die reiche Beteiligung dieser letzteren an den Cipitkalken ausdrücklich hervorgehoben.

Dem gegenüber habe ich heute zweierlei zu bemerken. Zunächst würde ich in dem Auftreten der großen Cephalopodenformen heute nicht mehr einen sicheren Beweis für „nicht ganz unbeträchtliche Tiefe“ des Meeres sehen. Was aber die Cipitkalke betrifft, so hatte der betreffende Durchschnitt nur den Zweck eine Erklärung der Übergußschichtung zu geben und bezieht sich auf die tatsächlich bei einzelnen der Massen zu beobachtende, nach außen abfallende Faziesböschung. Daß es aber daneben in den Dolomiten auch „Riffmassen“ mit nach außen übergreifender Faziesböschung gibt, also nach oben im Vertikalschnitt breiter werdende, über die heteropische Region

[1]) 1894, pag. 404 u. f.

[2]) Zeitschr. d. Deutschen geol. Ges., pag. 229 u. f.

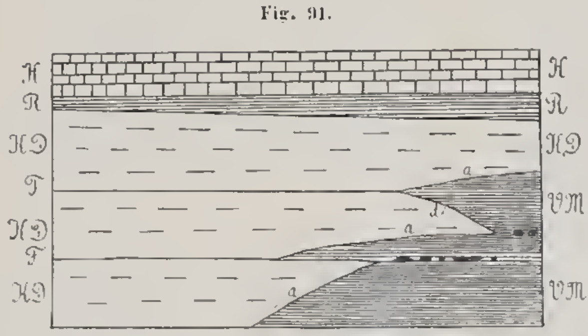
[3]) Palaeontographica 43, 1896, pag. 98—99.

hinüberwachsende Massen, das war an anderen Stellen des Textes [1]) deutlich gesagt. Versäumt war allerdings der Hinweis, daß die echten Cipitkalke, soweit ich sie damals diskutierte (Roßzähne, Grödener Joch, Sasso Becciè), nicht an Stellen auftreten, wo die „Riffe“ nach oben zurücktreten, sondern umgekehrt vor den übergreifenden Randern der nach oben erweiterten Massen liegen. Sobald das aber angenommen wird, fallen alle Schwierigkeiten weg. Die Cipitkalke können sich dann in der von Volz mit Recht verlangten geringen Tiefe gebildet haben.

Ich brauche in dieser Hinsicht nur auf die guten Abbildungen, beziehungsweise Profile des auch mir durch Augenschein wohlbekannten Grödener Joches in Mojsisovics' „Dolomitriffen“, pag. 228—231 und Arthabers „Lethaea“, pag. 230, hinzuweisen. Man vergleiche auch den nebenstehenden schematischen Durchschnitt, der sich zum Teil an die Verhaltnisse des Grödener Joches anschließt.

Insbesondere habe ich durch Einzeichnen zweier bedeutenderer Schichtfugen in der Kalkdolomitmasse an die Verhaltnisse am „grünen Fleck von Plon“ am Grödener Joch erinnern wollen [2]).

Fig. 91.



Schematischer Durchschnitt durch eine helle ladinische Kalkdolomitmasse (*KD*) mit vorgelagerten Cipitkalken (schwarz). *VM* = Vulkanische beziehungsweise Mergelfazies. — *R* = Raibler Schichten. — *H* = Hauptdolomit. — *F* = bedeutendere Fugen in *KD*. — *a* = aggressive, *b* = defensive Faziesböschung.

Auch dort verschwindet die Mergelzunge im Dolomit bald ganz und gar; in ihrer Fortsetzung tritt aber eine Schichtfuge auf, die sich weit in den Dolomit hinein verfolgen laßt.

Es ist, wie ich später zeigen werde, sehr wahrscheinlich, daß das vertikale Wachstum der hellen Kalkdolomitmassen im allgemeinen nicht sehr verschieden von dem der dunklen Tuffmergelfazies war. Blieb die helle Fazies zurück, so griff eben die dunkle über sie über. Wuchs aber die dunkle Fazies infolge geringerer Sedimentmenge langsamer, so drangen sofort die hellen Massen über sie vor; und vor dem Rande der auch nach meiner heutigen Anschauung an den meisten Orten nur zum kleinsten Teile aus Korallen aufgebauten hellen Massen siedelten sich Korallen in block- oder schichtförmigen Kolonien, den Cipitkalken, an. Auf diese Weise entfällt die von Volz bei mir vorausgesetzte Annahme, daß diese letzteren in erheblichen Tiefen entstanden seien. Es erklärt sich das mit der Darwinschen Korallenrifftheorie bis heute unerklärliche Übergreifen der hellen Massen über die heteropische Region unmittelbar vor der karnischen Zeit; es erklärt sich auch ganz ungezwungen die Tatsache, daß Cipitkalke sich in der Umgebung der „Riffe“ nicht in

[1]) Zum Beispiel pag. 39 für die Roßzähne, pag. 43 unten allgemein, pag. 47 allgemein.

[2]) Vergl. Mojsisovics, Dolomitriffe, pag. 233 und mehrere Abbildungen.

allen Niveaus der Tuffmergelfazies eingebettet finden, wie es die Mojsisovicssche Erklärung verlangen muß, sondern meist nur in vereinzelten Lagen [1]).

Unter diesen Umständen glaube ich auch jetzt noch, daß die von Ogilvie und mir vertretene Auffassung der Cipitkalke einen ungleich höheren Grad von Wahrscheinlichkeit besitzt als die Mojsisovicssche und daß sie alle in der Natur beobachteten Verhältnisse in durchaus befriedigender Weise erklärt.

1902 gab H. Graf Keyserling einen hübschen neuen Beweis für die gleichzeitige Entstehung der dunklen und hellen Fazies, indem er am Monte Coldai in Wengener Schichten und Wengener Dolomit nebeneinander Kohlenflözchen nachwies, die zweifellos gleichzeitig gebildet sind[2]).

Nach Volz ist dann Philipp[3]) wieder auf die Korallenriff-Frage eingegangen, hebt das „massenhafte Auftreten von Diploporen im Dolomit", das häufige im Kalk hervor, möchte ihnen aber dennoch nicht „die wesentliche Bedeutung, die Salomon ihnen gibt, zuschreiben". „Vielmehr tritt hier (Latemar, Forzella) ein anderer Körper stellenweise in überwältigender Verbreitung auf, die Evinospongie, die ich mit Stoppani, Rothpletz und Salomon für Organismen halte. An einigen Stellen, zum Beispiel am Pizzancae, besteht der graue Kalk wesentlich aus ihnen. Auch im weißen Latemarkalk treten sie auf, hier besonders schön entwickelt. Diploporen können zusammen mit ihnen vorkommen. Dagegen fand ich in den Evinospongienblöcken nie ein anderes Fossil" [4] . . . „Eine korallogene Entstehung der Kalke und Dolomite möchte ich aus denselben Gründen, wie Rothpletz und Salomon sie anführen, ausschließen. Unter den vielen Stücken, die ich aufgelesen und untersucht habe, fanden sich im ganzen nur zwei recht kümmerliche Fragmente von Korallen."

Mittlerweile hat Philipp indessen, wie er mir mitteilt, auf Grund mikroskopischer Untersuchung von Evinospongien seine Anschauung über deren Herkunft geändert. Er halt sie, wie Benecke und andere, für anorganische Bildungen und wird diese Anschauung in einer besonderen Schrift vertreten. Unter diesen Umständen bleiben von den von ihm als wesentliche Bildner der ladinischen Kalk- und Dolomitmassen genannten Organismen auch nur wieder die Diploporen übrig.

Die jüngste mir bekannt gewordene wichtigere Publikation über die Korallenriff-Frage ist der Abschnitt darüber in Arthabers „Alpiner Trias des Mediterrangebietes" [5]). Hier werden die Cipitkalke wieder nach Mojsisovics' Vorgang als losgerissene Rifftrümmer, die hellen Dolomit- und Kalkmassen zwar zum Teil als „Diploporenschlamm", zum Teil aber doch wieder als echte „Korallenriffe" aufgefaßt. Dabei wird einerseits hervorgehoben, daß „die Diploporen keineswegs so leicht und massenhaft überall im Schlerndolomit zu finden sind, wie es nach den Ausführungen Salomons den Anschein hat", anderseits behauptet [6]), daß der Dolomit des Schlern an dem von der Seiser Alpe heraufführenden Wege „reich an Spuren von organischen Resten, insbesondere Korallen", sei. Zugestanden wird mir, daß die „Riffe" nicht so steilwandig begrenzt sind, wie Mojsisovics annahm, daß ihr Faziesböschungswinkel meist 15—20° nicht übersteigt. Die „Über-

[1]) Vergl. z. B. Salomon, Marmolata, pag. 41.

[2]) Verhandl. d. k. k. geol. Reichsanst. 1902, pag. 57—61.

[3]) Palaontologisch-geologische Untersuchungen aus dem Gebiet von Predazzo. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1904, 56., pag. 23.

[4]) Von mir (Salomon) gesperrt.

[5]) Lethaea Geognostica usw. 1906, pag. 225—232. Man vergl. aber auch „Dolomiten von Südtirol", VI. Exkursion des Internat. geol. Kongr. zu Wien von C. Diener und G. v. Arthaber.

[6]) Exkursionsführer, l. c. pag. 9.

gußschichtung" wird lediglich als eine Verwitterungserscheinung aufgefaßt. Endlich wird hervorgehoben, daß Mojsisovics' Auffassung der geschichteten Dolomit-, beziehungsweise Kalkmassen als Lagunenbildungen im Gegensatze zu den ungeschichteten „Wallriffen" unhaltbar ist.

In derselben Zeit, in der die im vorstehenden aufgeführten Publikationen über die triadischen „Riffe" der Südalpen erschienen, wurde eine Reihe von bedeutungsvollen Untersuchungen an rezenten Riffen angestellt. Man kann diese letzteren nicht unberücksichtigt lassen, wenn man die Trias„riffe" beurteilen will.

Auch bei der Untersuchung der rezenten Riffe sind wieder der biologische und der geologische Gesichtspunkt scharf zu trennen. Sehen wir zunächst von dem letzteren ab und beschränken uns auf die biologischen Ergebnisse, so zeigt sich die überraschende Tatsache, daß, wie fast einstimmig zugegeben wird, an dem Aufbau der „Korallenriffe" meist nicht Korallen, sondern andere Organismen den Hauptanteil haben So hebt Skeats[1]) hervor: „The study of the relative proportions of the organisms composing coral-reefs and the alterations which they undergo, has shown that corals generally play a subordinate part and that calcareous algae, foraminifera and other organisms form the bulk of the rocks composing the reefs."

Basset-Smiths Beobachtungen an der Macclesfieldbank in der Chinasee bestatigen nach W. May[2]) „vollkommen Murrays Vorzug des Ausdruckes „organisch" vor "korallinisch" in bezug auf den Ursprung der Atolle; denn ein sehr großer Teil des wachsenden Felsens war den Kalkalgen, den nicht riffbildenden Korallen und der Anhaufung von Kalkresten der Krebse, Mollusken und Anneliden zu danken."

Gardiner[3]) hebt für verschiedene Stellen der von ihm untersuchten Riffe das massenhafte Auftreten von Kalkalgen (*Halimeda*, *Lithothamnium* und anderen) hervor. Auf pag. 438 sagt er zusammenfassend über Funafuti: „The reef seems to have been mainly formed by the growth of nullipores, which are now building up masses outside the rim and adding them on to the reef, causing its extension seawards." Auf pag. 477 fügt er im Hinblick auf die Fijiriffe hinzu: „The parts of ‚compact homogeneous texture' are very numerous and are formed, I believe, mainly of the carbonate of lime secreted by incrusting nullipores. The importance of the incrusting nullipores, in the formation of the reefs of the Central Pacific, cannot be overestimated. The greater part of the rim of the reef and its outer slopes is covered by these algae. A coral dying is at once grown over by them; sand grains and even loose boulders are enclosed, and fissures as well as small pits are bridged . . The incrusting nullipores of the reef belong to the genus Lithothamnium." Auf pag. 497 endlich sagt er ganz allgemein: „My opinion is that the reef is formed rather by the growth of calcareous algae of the genus Lithothamnion than by either the direct building action of corals, or the consolidation of their fragments."

Sehr treffend zieht Langenbeck in seiner schönen Darstellung des „gegenwärtigen Standes der Korallenriffrage"[4]) die Konsequenzen aus den angeführten und anderen Beobachtungen über denselben Gegenstand, indem er sagt: „Man könnte gegenwärtig geradezu den Satz aufstellen: ‚Es gibt keine Korallenriffe', das heißt Korallenriffe in dem Sinne, den man früher mit

[1]) Quart. Journ. Geol. Society London. 61. 1905, pag. 138.

[2]) Die neueren Forschungen über die Bildung der Korallenriffe. Zool. Zentralbl. 1902, 9., pag. 237.

[3]) The Coral Reefs of Funafuti, Rotuma and Fiji. Proceed. Cambridge Philos. Soc. IX, 1898, pag. 417—503.

[4]) Geograph. Zeitschr. 13. 1907, pag. 24—44 und 92—111.

dieser Bezeichnung verband, wo man darunter Riffe verstand, die wesentlich oder vorzugsweise aufgebaut sein sollten durch die Kalkabscheidungen stockbildender Korallenpolypen. Wir wissen jetzt, daß bei der überwiegenden Mehrzahl aller sogenannten Korallenriffe die Korallen selbst hinter anderen kalkabsondernden Organismen an Masse meist erheblich zurückstehen. Ich habe dabei nicht die Gattungen *Millepora* und *Heliopora* im Auge, die ja nicht eigentlich Korallen sind, sondern anderen Gruppen der Coelenteraten angehören." Diese will er trotz ihrer abweichenden systematischen Stellung doch wegen ihrer Verwandtschaft und Lebensweise im gewissen Sinne den Korallen zurechnen. Er denkt vielmehr an „Organismen ganz anderer Art, die an dem Aufbau der Riffe einen so wesentlichen und zum Teil geradezu vorherrschenden Anteil haben, in erster Linie Kalkalgen, namentlich *Halimeda* und die Nulliporen, besonders die Gattung *Lithothamnium*, sodann die sehr zahlreichen Gattungen der Foraminiferen. Auch Alcyonarien und Serpulen können sich unter Umständen an der Riffbildung wesentlich beteiligen." Ausnahmen seien nur Riffe, an denen sich massige Korallen, vor allem Asträen und Maandrinen als „Hauptriffbildner" beteiligen. Solche Riffe „scheinen aber im ganzen nur eine untergeordnete Rolle zu spielen und keine sehr große Verbreitung zu haben. Einige Teile des großen australischen Barrierriffes, einige Riffe an der ostafrikanischen Küste, sowie an den Marshall-Inseln dürften hierher gehören." Dennoch will er den Namen „Korallenriffe" beibehalten, weil die Korallen trotz ihres Zurücktretens an Masse doch das eigentliche Gerüst des Riffes bilden . . . „Hie und da treten allerdings auch Riffe auf, an deren Bildung Korallen überhaupt nicht beteiligt sind, wie die Serpulenriffe an den Bermudas, die *Lithothamnium*-Riffe an den Gilbert-Inseln; doch sind solche Riffe nicht gerade häufig, haben nur geringe Mächtigkeit und sind auf ganz geringe Tiefen beschränkt."

Ganz neue und für die Beurteilung der fossilen Riffkalke außerordentlich wichtige Beobachtungen machte A. Voeltzkow[1]). Er zeigte zuerst an den Aldabra-Inseln, später an zahlreichen anderen Riffen des westlichen indischen Ozeans, daß nicht nur der Schlamm der Lagunen, sondern auch die bei weitem überwiegende Masse der homogenen, von früheren Beobachtern als Korallenkalke bezeichneten „Riffkalke" aus Coccolithen und Rhabdolithen besteht. Diese sind nach ihm die eigentlichen Bildner der von ihm untersuchten Riffe. Er stellte sich nämlich die oft gar nicht berücksichtigte Frage: „Liegt wirklich ein echtes Korallenriff vor, also ein in seiner ganzen Mächtigkeit in der Hauptsache durch die Tätigkeit der Korallen aufgebautes Riff; oder wird nur ein Korallenriff vorgetäuscht, und haben wir vor uns nur einen Korallengarten, das heißt zerstreut beieinander stehende einzelne Blöcke von Korallen, freilich von oft recht mächtigen Dimensionen, die auch zu Kolonien verschiedener Arten pilzartig sich zusammenschließen können, aber immerhin doch nur einzelne Korallenstöcke, wie Blumen auf einem ihnen fremden Boden anderer Zusammensetzung aufgewachsen." Die Antwort lautet, „daß es ihm (Voeltzkow) auf seiner zweiten ausgedehnten Reise nirgends gelungen ist, ein sich aus sich selbst in größerer Starke aufbauendes, lebendes Korallenriff zu finden. Die „Korallenriffe" entpuppten sich als „Korallengärten", „bei Prüfung ihres Untergrundes stets als sekundare Gebilde, ohne jede nähere Beziehung zu dem Sockel, dem sie aufsitzen". „Stets erwiesen sich die Sockel als ältere Kalke mit weit zurückreichender Bildungsgeschichte." „Stets fanden

[1]) Über Coccolithen und Rhabdolithen usw. Abh. d. Senckenberg. Naturforsch. Ges. 26, 1902, pag. 467—537. Forschungen uber Korallenriffe (Geogr. Anzeiger 1907. 8 Seiten. — Verschiedene andere Arbeiten sind bei Langenbeck (a. a. O., pag. 29 und 33) zitiert.

sich die Inseln, nicht wie bisher angenommen, aufgebaut durch Anhäufung von Bruchstücken und abgerollten und versinterten Bestandteilen eines lebenden Riffes, sondern in allen Fällen als letzte Reste eines trocken gelegten und später abrasierten einst viel größeren Riffes." Allerdings gibt Voeltzkow an, daß „in früheren Zeitepochen die Wachstumsintensität der Kalkbildner, vielleicht infolge größeren Gehaltes des Meeres an kohlensaurem Kalk, ganz beträchtlich überwog und in mächtigen Ablagerungen ihrer Reste ihren Ausdruck fand, die in der heutigen organogenen Grundlage der Riffe in Erscheinung treten."

Was die systematische Stellung der Coccolithen und Rhabdolithen betrifft, so sprach sich Voeltzkow in seiner Aldabra-Arbeit noch in Übereinstimmung mit Ostenfeld für Zugehörigkeit zu den Rhizopoden aus (pag. 496). Sie seien den Foraminiferen verwandt und vielleicht am besten in die Nähe der Globigerinen zu stellen. Mittlerweile hat aber Lohmann[1]) den überzeugenden Nachweis für ihre pflanzliche Natur erbracht und sie als „Coccolithophoriden" bei den Flagellaten, und zwar als eine rein marine Familie der Chrysomonadinen eingereiht. — Wichtig für unsere späteren Betrachtungen ist auch noch das geographische Auftreten dieser Coccolithophoriden. Sie finden sich in weltweiter Verbreitung, so daß eigentlich nur die polaren Regionen von ihnen frei zu sein scheinen, aber lebend anscheinend nur in den oberen Wasserschichten und zwar planktonisch.

Soviel über die neueren Untersuchungen von „Korallenriffen" in biologischer Hinsicht. Ob man nun den Voeltzkowschen Standpunkt ganz anerkennt oder nicht, jedenfalls muß man zugeben, daß Korallen an der Bildung der Riffe fast überall in wesentlich geringerem Maße teilnehmen als Kalkalgen.

Wenden wir uns aber nun zu den geomorphologischen Ergebnissen der neueren Forschungen über rezente Korallenriffe. Da wogt der Streit zwischen den Anhängern der Darwinschen Hypothese und denen der von Semper, Rein, Murray, Guppy, Agassiz vertretenen Anschauungen noch immer hin und her. Ja, es ist in Voeltzkows bereits zitierten Ausführungen eine noch weit über die Annahmen der letztgenannten Forscher hinausgehende, gegen Darwin gerichtete Hypothese enthalten. Man sollte denken, daß die berühmten Bohrungen auf Funafuti eine endgültige Entscheidung zwischen den Darwinianern und ihren Gegnern herbeigeführt hätten. Das ist indessen absolut nicht der Fall. Man vergleiche in dieser Hinsicht die bereits zitierten zusammenfassenden Darstellungen Langenbecks und Mays[2]) über den gegenwärtigen Stand dieser Frage. Langenbeck (pag. 97) schließt: „Für Funafuti ist mithin die Darwinsche Hypothese auf das glänzendste bestätigt." May sagt (pag. 242): „Die Bohrung auf Funafuti erscheint in demselben Licht; die dort erreichte große Dicke wurde wahrscheinlich in der Grundlage eines alten Kalksteines erreicht, so daß die erlangten Resultate keineswegs die Annahme der Senkungstheorie nötig machen." Dieser Auffassung Mays würde jedenfalls auch Voeltzkow beipflichten. Ich kann nun an dieser Stelle unmöglich die ganze, außerordentlich umfangreiche und zerstreute Literatur über die Darwinsche Hypothese kritisch beleuchten und verweise in dieser Hinsicht auf Langenbeck und May, deren ausführliche und klare Darstellungen einen Überblick um so mehr erleichtern, als sie zu entgegengesetzten Resultaten kommen. Wenn ich aber meinen nur zum Teil auch auf das Studium

[1]) Die Coccolithophoridae, eine Monographie der coccolithenbildenden Flagellaten usw. Archiv für Protistenkunde, Bd. 1, pag. 89—165. Zitiert nach Solger. Naturwiss. Wochenschr. 1903, pag. 529—533. — Auch Frau Weber soll in einer mir nicht zugänglichen Arbeit Beweise für die pflanzliche Natur der Gruppe gegeben haben.

[2]) Die neueren Forschungen über die Bildung der Korallenriffe. Zool. Zentralbl. 1902, pag. 229 u. f.

der Originalliteratur basierten Eindruck wiederzugeben wage, so geschieht es, weil ich zu einem vermittelnden Ergebnis gelangt bin.

Es scheint mir bei der großen Zahl gewissenhafter und guter Beobachter in beiden Lagern unzweifelhaft zu sein, daß die Bildung von „Riffkalken" tatsächlich an einer Reihe von Stellen nach Darwins Voraussetzungen erfolgt ist, an anderen ihnen nicht entspricht. — Es ist eine Tatsache, daß in Funafuti neben Foraminiferen und Kalkalgen doch auch riffbildende Korallen von David bis zu 334 *m* Tiefe nachgewiesen wurden. Ebenso waren schon lange vorher auf Oahu bei Bohrungen echte riffbildende Korallen bis zu Tiefen von 247 *m* bei einer Mächtigkeit des Korallenfelsens von 151 *m* gefunden worden [1]. Wenn nun auch einzelne Vertreter dieser Gruppe auf der Macclesfieldbank bis zu Tiefen von 50 Faden (91 *m*) gedeihen [2] und wenn man auch mit der von Agassiz, May und Voeltzkow gemachten Annahme rechnet, daß es sich hier und bei anderen mächtigen „Riffkalken" um ältere Riffe und Kalke handelt, so wird man dann doch deren Existenz schwerlich ganz ohne Voraussetzung von positiven Niveauverschiebungen erklären können.

Umgekehrt kann aber nach den neueren Beobachtungen von Agassiz, Wharton, Gardiner, Voeltzkow und anderen gar kein Zweifel darüber bestehen, daß die Darwinsche Hypothese auch nicht annähernd die Bedeutung und allgemeine Geltung hat, die ihr ursprünglich zugeschrieben wurde. Insbesondere scheint die Herausbildung der Atollform in sehr vielen Fällen nicht in der von Darwin angenommenen Weise erfolgt zu sein. Selbst wer also Voeltzkows Beobachtungen über die Natur und Dicke der rezenten Korallenriffe keine allgemeine Bedeutung zuschreiben will, wird dennoch zugeben müssen, daß „Riffkalke" von großer Mächtigkeit und den von Darwin vorausgesetzten Lagerungsformen keineswegs die früher angenommene große Verbreitung besitzen.

Fassen wir die vorstehenden Betrachtungen zusammen, so erhalten wir in geologischer Hinsicht das Ergebnis, daß die jungen „Korallenkalke" in den allermeisten Fällen wesentlich aus Kalkalgen (Nulliporen, *Halimeda* und Coccolithophoriden), daneben aus Foraminiferen und gewöhnlich nur in untergeordnetem Maße aus Riffkorallen bestehen. In geomorphologischer Hinsicht aber ergibt es sich, daß neben mächtigen, steilwandig aus größeren Meerestiefen emporragenden „Riffen" im Darwinschen Sinne flach ausgebreitete, rasenartige, sehr häufig den Meeresspiegel gar nicht erreichende „Riffe" von zum Teil geringer und geringster Mächtigkeit eine große Verbreitung haben und gelegentlich sogar imstande sind, aus nicht unerheblichen Meerestiefen allmählich der Wasseroberfläche entgegenzuwachsen. Daß im letzteren Falle das Wort „Riff", im ersteren das Wort „Korallenkalk" nur unter vollständiger Verdrehung der ursprünglichen Bedeutung weiter gebraucht werden kann, ist klar. Der Grund, warum sie in der Literatur weiter gebraucht werden, scheint mir darin zu liegen, daß wir alle instinktiv das Bedürfnis nach einer unterscheidenden Bezeichnung für die hellen, landfern gebildeten, rein ozeanogenen und daher ton- und detritusarmen, dickbankigen oder ungeschichteten Kalk- und Dolomitmassen empfinden, die seit den ältesten Zeiten des Paläozoikums bis zum heutigen Tage eine so große Rolle gegenüber den dunkleren, ton- und detritusreichen, dünnschichtigen Karbonatgesteinen spielen. Der Name „Riffkalk" war in Ermangelung eines anderen Ausdruckes eine bequeme, ja die einzige Bezeichnung dafür, und wurde daher trotz seiner mannigfachen Mängel immer weiter gebraucht [3].

[1] Amer. Journ of Science, 3. Ser., Bd. 37, 1889, pag. 81—103. (Zitiert nach Langenbeck.)

[2] May, l. c. pag. 237

[3] In der ausländischen Literatur finden sich entsprechende Bezeichnungen.

Ich glaube, daß es nicht angängig ist, diese beiden großen, meist scharf getrennten und nur selten durch Übergänge verbundenen Gruppen der Karbonatgesteine ohne Bezeichnung zu lassen, beziehungsweise die eine von ihnen mit einer oft geradezu sinnlosen Bezeichnung zu benennen. Ich schlage daher vor für die hellen, landfern gebildeten, rein ozeanogenen und daher ton- und detritusarmen, dickbankigen oder ungeschichteten Massen den Namen

katharische Kalke und Dolomite

von καθαρός, rein, ungemischt; für die dunkleren, ton- und detritusreichen, dünnschichtigen Massen den Namen

symmikte Kalke und Dolomite

zu gebrauchen. (Von συμμίγνυμι, ich mische zu etwas, wegen der Vermischung von terrigenem und ozeanogenem Material.)

Typus der katharischen Karbonatgesteine sind zum Beispiel Wettersteinkalk, Marmolatakalk, Dachsteinkalk, Schlerndolomit, Hauptdolomit, *Stringocephalus*-Dolomit; Typus der symmikten Gesteine wäre: der deutsche Wellenkalk und *Nodosus*-Kalk, der alpine untere Muschelkalk in der judikarischen oder kamunischen Fazies, der Arietenkalk des Lias α in Schwaben, die Kössener Kalke usw.

Die beiden neu vorgeschlagenen Namen sind unabhängig von Hypothesen über die Genesis der betreffenden Gesteine und drücken lediglich den petrographischen Tatbestand aus [1]).

Sehen wir nun, zu welchen Ergebnissen wir auf Grund der vorstehenden Betrachtungen und Literaturangaben über triadische und junge katharische Karbonatmassen für die Südalpen kommen. Vor allen Dingen erhellt, daß man das Meer, in dem sie dort in der ladinischen Zeit zum Absatz kamen, nicht, wie es, wenn auch unausgesprochen, gewöhnlich geschieht, mit dem zentralen Pazifischen Ozean vergleichen kann. In diesem herrschen auf weite Strecken abyssische Tiefen, aus denen isolierte Inseln und Inselgruppen steil emporsteigen. Das südalpine ladinische Meer war dagegen ziemlich flach Seine größten Tiefen erreichten 400 *m* nicht; an zahllosen Stellen brachen vulkanische Massen empor und bildeten unregelmäßig verteilte, meist wohl flach abfallende Inseln und Untiefen, in deren Nähe dann symmikte Kalke (zum Beispiel Cassianer Schichten) zum Absatz kamen. In weiterer Entfernung aber entstanden zwischen diesen Bildungen die tonfreien katharischen Massen.

Betrachten wir zunächst deren Formen. Wo die vulkanische Schüttung, beziehungsweise die Sedimentation von terrigenem Material stillstand, da rückten die Kalk- und Dolomitmassen auf der ansteigenden Böschung über die heteropische Gegend vor. Wo umgekehrt viel vulkanisches oder symmiktes Material aufgehäuft wurde, da wurden die katharischen Massen eingedeckt und wichen zurück. Diese Verhältnisse kommen in der schematischen Figur Nr. 91, pag. 413 deutlich

[1]) Schon nach Beendigung des Manuskriptes erfuhr ich von Herrn Prof. Philippi in Jena, daß er ganz unabhängig von mir zu sehr ähnlichen Ergebnissen gekommen ist und ebenfalls den Ausdruck „Riffkalk" für unangebracht hält. Philippis Arbeit ist mittlerweile im Festbande des Neuen Jahrbuches (1907, pag. 397 u. f.) erschienen. Herr Prof. Philippi war so freundlich, darin meine beiden neuen Bezeichnungen bereits hervorzuheben (pag. 434, Fußnote). Er selbst verwendet für die von ihm untersuchten sogenannten „Riffkalke" den Cayeuxschen Ausdruck „benthogen". (Vergl. Cayeux, Contribution a l'étude micrographique des Terrains sédimentaires. Mém. de la Société Géologique du Nord, Tome 4, 2, Lille 1897, pag. 470.) Ich kann indessen diesen für gewisse Vorkommnisse (zum Beispiel die von Cayeux angeführten Bryozoenkalke des Pariser Senons) vortrefflichen Namen nicht = katharisch setzen, weil, wie auf pag. 416 hervorgehoben worden ist, sich an vielen der sogenannten Riffkalke die planktonischen Coccolithophoriden wesentlich oder als Hauptbildner beteiligen. Die „benthogenen" Kalke sind also nur ein Teil der „katharischen". Auf Philippis Untersuchungen kann ich leider hier nicht mehr eingehen.

53*

zum Ausdruck. Die nach rechts gerichtete obere spitze Zunge der Kalkdolomitmassen hat auf der unteren Seite eine vordringende oder, wie ich dafür zu sagen vorschlage, **aggressive**, auf der oberen Seite eine zurückweichende, einwärts gekehrte oder **defensive Faziesböschung**. Beide Typen kommen in der Dolomitregion vor. Mojsisovics' „Riffböschungen" gehörten dem defensiven Typus an, aber ihre Steilheit ist viel geringer, als er glaubte und in seinen schematischen Profilen zeichnete. Cipitkalke treten in Übereinstimmung mit den Ausführungen auf pag. 413 vor aggressiven Böschungen auf und hatten dann natürlich keine größere Meerestiefe als die gleichzeitig entstehenden zusammenhängenden katharischen Massen. Es ist aber unter diesen Umständen auch völlig verständlich, warum die im wesentlichen als Korallenkalke zu bezeichnenden Cipitkalke gewöhnlich nur in ganz vereinzelten Niveaus der heteropischen Vorlage liegen, nicht aber, wie bei Mojsisovics' Hypothese vorauszusetzen wäre, in der Nachbarschaft der Riffe in allen Niveaus entwickelt sind.

Bei der hier vertretenen Auffassung erklärt sich auch in einfacher und befriedigender Weise das fast im gesamten Südalpengebiet zu beobachtende Übergreifen der katharischen Massen über die symmikten und vulkanischen Gesteinsgebiete vor Eintritt der Raibler Zeit. Fast überall finden wir ja die Raibler Schichten auf mehr oder minder mächtigen hellen Kalken und Dolomiten aufliegend. Und diese Tatsache war die Hauptstütze der Auffassung von Gümbel, Lepsius und Ogilvie. Umgekehrt ist sie, wie auch Volz offenbar zugibt, die größte, meiner Meinung nach bis zum heutigen Tage nicht überwundene Schwierigkeit der „Rifftheorie". Steil und frei aus großen Tiefen emporragende, eine größere Wachstumsgeschwindigkeit in vertikaler Richtung besitzende Riffe im Darwinschen, Richthofenschen und Mojsisovicsschen Sinne konnten sich unmöglich vor Eintritt der Raibler Zeit horizontal als eine geschlossene Platte über die viel tiefere heteropische Gegend ausbreiten. Ich bitte die Anhänger der Rifftheorie bei Eintritt in die Diskussion zunächst diese Schwierigkeit zu beseitigen, vorher aber nicht ihre Anschauung als bewiesen, die gegnerische als falsch anzusehen und darzustellen.

Meiner Meinung nach beweisen die unleugbar in dem letzten Teil der ladinischen Zeit fast überall in den Dolomiten und ebenso westlich der Etsch, in Judikarien und im Adamellogebiet vorhandenen aggressiven Faziesböschungen der katharischen Massen, daß sie nicht Riffe im Darwinschen Sinne sein können. Anderseits beweist ihre Mächtigkeit im Verein mit dem in allen Niveaus beobachteten Auftreten von benthonischen Kalkalgen (Diploporen), daß während ihrer Bildung positive Niveauverschiebungen eintraten.

Untersuchen wir nun noch zum Schlusse ihre Entstehung in biologischer Hinsicht. Was zunächst makroskopisch erkennbare Versteinerungen betrifft, so sehe ich noch immer keinen Gegenbeweis gegen meine bereits 1895 vertretene Anschauung erbracht, daß Diploporen von allen als Gesteinsbildner in Frage kommenden Organismen weitaus am häufigsten und massenhaftesten nachgewiesen sind[1]. Ich schrieb damals: „In der Kalk- und Dolomitfazies der *Lommeli*-Schichten finden wir sie überall, wo überhaupt Reste von Organismen enthalten sind, selten in geringen Mengen, fast immer geradezu Felsen bildend und Berge zusammensetzend." . . . „Kein anderes Fossil ist in ihnen so gemein, kein anderes tritt in so ungeheuren Mengen und an so

[1] Marmolata, pag. 25. — Im Spitzkalk spielt *Lithothamnium ? triadicum Tornqu.* (Z. d. Deutsch. geol. Ges. 1899, pag 349) eine sehr große Rolle neben den Diploporen. Tornquist bezeichnet diese systematisch noch etwas unsichere Form als einen darin „vielerorts geradezu gesteinsbildenden Organismus"

vielen verschiedenen Lokalitäten auf als die Diploporen." Nur von den Evinospongien konnte ich zugeben, daß sie neben den Diploporen wesentliche Teile der ladinischen katharischen Massen zusammensetzen. Was die Entstehung der Evinospongien betrifft, so schrieb ich damals, daß „sicherlich ein Teil der zu ihnen gerechneten Dinge konkretionären Ursprunges, beziehungsweise als Sinterbildung entstanden ist". Anderseits schienen mir gewisse Eigentümlichkeiten ihres Auftretens dafür zu sprechen, daß „sie nicht ganz und gar aus der Reihe der Organismen zu streichen sind"[1]. Mittlerweile war Philipp, wie bereits auf pag. 414 angeführt, in seiner schönen Arbeit über Predazzo zuerst geneigt den damals von ihm für Organismen gehaltenen Evinospongien eine noch größere Bedeutung für den Aufbau der ladinischen katharischen Massen zuzuschreiben. Später hat er sich auf Grund mikroskopischer Untersuchungen der Beneckeschen Anschauung von der fast ausschließlich anorganischen Entstehung dieser Gebilde angeschlossen. Anderseits hat im Jahre 1903 Wähner[2] den Nachweis geführt, daß bestimmte Evinospongienstrukturen des Wettersteinkalkes von Organismen, und zwar von Kalkalgen herrühren.

Auch K. Walther[3] bildet ein dem Habitus nach genau mit alpinen Evinospongien übereinstimmendes Stück der sogenannten „Stromatoporoideenfazies der *Tenuis*-Bank" des thüringischen Röthes ab und hält diese in Übereinstimmung mit Passarge[4] für eine organische, wahrscheinlich von Hydrozoen herrührende Bildung.

Die von Gürich[5] aus dem belgischen Kohlenkalk beschriebenen und als Protozoen aufgefaßten Spongiostromiden sind vielfach wenigstens makroskopisch den triadischen Evinospongien sehr ähnlich. Würde man sie im Marmolata- oder Esinokalk finden, so würden sie zweifellos als Evinospongien aufgeführt werden. Ferner scheint mir das mittlerweise von anderen und mir erkannte Auftreten der Evinospongien in vor- und nachtriadischen Schichten[6] noch durchaus kein Beweis gegen ihre organische Herkunft, ihre gelegentlich zu beobachtende Beschränkung auf bestimmte Bänke mächtiger katharischer Massen sogar ein starkes Argument für diese Herkunft zu sein. Ich möchte also noch immer glauben, daß unter dem Namen Evinospongien sowohl organische Reste, wie anorganische Sinterbildungen gehen. Daher muß ich also einerseits noch mit der Möglichkeit rechnen, daß sie am Aufbau der katharischen Karbonatmassen der ladinischen Stufe beteiligt sind, anderseits es bestreiten, daß sie als die wesentlichsten Bildner dieser Gesteine aufgefaßt werden könnten.

Was die Korallen betrifft, so habe ich schon 1895 in meiner Marmolata-Arbeit hervorgehoben, daß es nicht angeht ihre Seltenheit in den ladinischen katharischen Massen einfach durch fast allgemein eingetretene Obliteration erklären zu wollen[7]. Denn es treten in den doch ebenfalls völlig dolomitisierten Raibler Schichten des Schlerns ganze wohl erhaltene Korallenrasen auf.

---

[1]) Zu einem ähnlichen Standpunkt kam auch Tornquist (Z. d. Deutsch. geol Ges. 1899. pag. 351).

[2]) Das Sonnwendgebirge I., pag. 82 u. f. (Leipzig und Wien bei Deuticke).

[3]) 12 Tafeln aus Buntsandstein und Muschelkalk. Jena 1906. Taf. 2.

[4]) Das Röth im östlichen Thüringen. Jena 1891, pag. 19—21.

[5]) Les spongiostromides du Viséen de la Province de Namur. Mém. du Musée royal d'histoire naturelle de Belgique, 3., 1906, pag. 1—55, Taf. 1—23.

[6]) Ich kenne sie zum Beispiel aus eigener Anschauung aus dem *Stringocephalus*-Dolomit von Gerolstein in der Eifel. Warum fehlen sie aber den jungen katharischen Massen ganz, auch wo diese Bildungen Hohlräume mit Sinterbildungen aufweisen? Daß ihr Auftreten keineswegs bloß auf stark gequetschte Bänke beschränkt ist, möchte ich auch bei dieser Gelegenheit hervorheben.

[7]) Marmolata, pag. 25—29.

Mitten im Wettersteinkalk sind Korallenbänke mitunter vortrefflich erhalten, während sie in den über- und unterlagernden Kalksteinschichten gänzlich fehlen [1]). An der Marmolata fanden sich bei der Präparation von vielen Tausenden von Versteinerungen nur etwa 50 Korallenexemplare, durchweg kleine Individuen und, wie auf pag. 411 dieser Arbeit bereits angeführt, „fast lauter Einzelindividuen und mit Ausnahme von wenigen feinen, 2—3 Kelche tragenden *Goniocora*-Ästchen sowie eines einzigen kleinen Stockes einer lithodendronartigen Koralle keine stock- oder gar riffbildenden Gattungen". Dabei zeigen diese Stücke meist auch ihre innere Struktur noch vortrefflich. Es fehlt der von den Anhängern der Korallenriffhypothese für solche Stellen vorauszusetzende Übergang von gut zu schlecht erhaltenen Formen. Auf dem Wege von Prestine nach San Martino fand ich, wie auf pag. 34 und 405 dieser Arbeit angeführt, in dem sonst nur Evinospongien führenden Esinokalk in die gleichmäßig homogene helle Kalkmasse eingebettet einen prachtvoll mit allen Septen erhaltenen Querschnitt einer einzigen Einzelkoralle. Wo sind die, wenn der Esinokalk eine Korallenbildung wäre, hier zu erwartenden übrigen Korallen, wo die Übergänge von den gut erhaltenen Stücken zu halb und ganz obliterierten? Ich sehe, wie schon auf pag. 411 ausgeführt, gerade in diesem Auftreten vereinzelter gut erhaltener, ganz und gar nicht obliterierter Korallen mitten in einer sonst ganz korallenfreien Gesteinsmasse eine für die Korallenrifftheorie **geradezu vernichtende Beobachtung** und lade die Verteidiger dieser Theorie ein, vor allen Dingen diese Tatsache und das auf pag. 413 hervorgehobene, am Ende der ladinischen Zeit eingetretene, fast allgemeine Übergreifen der katharischen Kalke über die heteropische Region zu erklären. Solange sie für diese beiden Tatsachen keine befriedigende Erklärung finden, sehe ich die Korallenrifftheorie in der Mojsisovicsschen Form als widerlegt an.

Natürlich will ich aber gar nicht leugnen und habe auch nie geleugnet, daß Korallen gelegentlich vereinzelt, an manchen Stellen in größeren Mengen, ja in bestimmten Gegenden (Wettersteinkalk) gesteinsbildend in den ladinischen katharischen Massen auftreten, auch umgekehrt nie behauptet, daß man in diesen überall Diploporen nachweisen könne [2]). Ich habe ferner stets zugegeben und selbst 1895 hervorgehoben, daß sich die Erscheinungen der Obliteration von Versteinerungen an sehr vielen Stellen nachweisen lassen. Für einen falschen Schluß aber halte ich es zu behaupten, daß die versteinerungsleeren, dichten Kalksteine und Dolomite aus Korallen hervorgegangen sein müssen. Dazu kommt, daß Rothpletz sehr richtig zeigt, daß selbst die gewöhnlich als ursprüngliche Korallen gedeuteten sogenannten „mäandrischen Hohlraume" des Dolomites vielleicht niemals von Korallen erfüllt gewesen sind, sondern lösliche, aus dem Meerwasser ausgeschiedene Salze enthalten haben können. Und was Dieners und v. Arthabers auf pag. 414 zitierte Beobachtung über das häufige Auftreten von Korallen, das gänzliche Fehlen von Diploporen im Schlerndolomit des gegen die Seiser Alpe gekehrten Hanges betrifft, so verweise ich auf Gümbel [3]), der in dem Schlerndolomit an demselben Hange zahlreiche Diploporen nachwies, aber nur „in höchst seltenen Fallen irgendeine Spur von einer Koralle" beobachtete. Auch Skeats [4]) sagt wörtlich: „Very few of the handspecimens of Schlern Dolomite contain recognizable organisms. Corals are occasionally found in the mass of the rock from various horizons. They are almost always found as casts in dolomite, and only in a few places occur

[1]) Vergl. auch das Zitat aus Rothpletz, Querschnitt, auf pag. 410 dieser Arbeit.

[2]) Ich sagte nur (l. c. pag. 25): „Überall, wo überhaupt Reste von Organismen erhalten sind."

[3]) Münch. Akademie, Sitzungsber. 1873. pag. 74.

[4]) L. c. pag. 125.

in abundance. In thin sections the calcareous algae are the commonest fossils, especially various species of *Gyroporella* (*Diplopora*[1]).

Lepsius (1878, pag. 80 u. a. a. O.) sagt vom Schlerndolomit des Nonsberges und der Mendel: „In der unteren Stufe zeigen sich Gastropoden, die obere Hälfte besteht aus Diploporen. Korallen habe ich nirgends gesehen“[2]. Vom Schlern selbst hebt er (pag. 82) den „auffallenden Mangel an Korallen“ hervor.

Damit will ich natürlich nicht bestreiten, daß am Schlern an gewissen Stellen Korallen häufig und vielleicht sogar gesteinsbildend auftreten können. Ich wehre mich aber gegen den meiner Meinung nach unberechtigten Schluß, daß deshalb die ganze Masse des Schlerndolomites und der ladinischen katharischen Ablagerungen überhaupt für eine Korallenbildung zu halten sei[3]).

Berücksichtigt man auch Philipps auf pag. 414 zitierte Beobachtung von im ganzen „zwei recht kümmerlichen Fragmenten von Korallen“ in seinen viele Hunderte von Arten und viele Tausende von Individuen umfassenden Aufsammlungen aus dem Latemar und Viezzena[4]), so ergibt sich die nicht oft genug hervorzuhebende merkwürdige Tatsache, daß an den Fundstellen, wo gut erhaltene Versteinerungen häufig vorkommen, Korallen zwar auftreten, aber fast stets nur als Seltenheiten (Esino, Marmolata, Latemar, Viezzena). Dabei sind sie dort nicht etwa obliteriert oder schlecht erhalten, sondern zeigen oft die feinsten Einzelheiten des inneren Baues vortrefflich. Will man also einen größeren Teil der ladinischen katharischen Massen als „Korallenbauten“ retten, so muß man seine Zuflucht zu all den allerdings zahlreichen Punkten nehmen, an denen alle Versteinerungen schlecht erhalten oder ganz obliteriert sind und ist ferner gezwungen anzunehmen, daß Korallen sich wesentlich schlechter erhalten als alle übrigen mit ihnen zusammen auftretenden Organismen. Damit stimmen aber die oben aufgeführten Beobachtungen nicht; und zweitens ist nach den Auseinandersetzungen von Walther und anderen auch wirklich gar nicht einzusehen, warum Kalkalgen nicht ebenso leicht oder leichter zerstört werden sollten als Korallen.

Ich komme also nicht aus Rechthaberei, sondern weil ich keine andere Möglichkeit finde, wieder zu der schon 1895 aufgestellten Behauptung zurück, daß von allen in den ladinischen katharischen Kalken bisher wirklich nachgewiesenen Organismen einzig und allein die Diploporen als Hauptbildner angesehen werden können[5]).

---

[1]) Von mir gesperrt.

[2]) Von mir gesperrt.

[3]) Mittlerweile hat mein mit einer Kartierung des Schlern in 1:25.000 beschäftigter Schüler und Freund, Herr Dr. Botzong 1907 am Schlern in der Tat an einer Reihe von Stellen riffbildende Korallen massenhaft nachgewiesen. Das ändert natürlich die oben gemachten Schlüsse in keiner Weise.

[4]) Das Material wird im geologisch-paläontologischen Institute der Universität Heidelberg unter meiner Leitung weiter bearbeitet. Eine umfangreiche Arbeit über Gastropoden von Häberle ist bereits erschienen. (Verhandl. d. naturhistor. medizin. Vereines, Heidelberg. Neue Folge IX, pag. 247—631.), eine weitere von Rudolf Wilckens ist im Manuskript beendet.

[5]) Ganz interessant ist die von Vesterberg gemachte Beobachtung, daß von den jetzt riffbildenden Kalkalgen die Lithothamnien „alle sehr magnesiareich sind (oft mit 10—15% $MgCO_3$)“ und das *Mg*-Karbonat in leichtlöslicher, also zu Reaktionen sehr geeigneter Form enthalten. Bull. Geol. Inst. Upsala 6. 1905, zitiert nach Geol. Zentralbl. 1907, pag. 543. Übrigens hat Högbom schon 1894 darauf hingewiesen, daß die Lithothamnien ganz ungewöhnlich reich an Magnesia sind. Vergl. N. Jahrb. f. Min. 1894, Bd. I, pag. 272—273.

Beteiligung mikroskopischer Organismen.

Zu der Zeit, als ich den geologischen Teil meiner Marmolata-Arbeit niederschrieb (1893—94), stand ich unter dem Einfluß der noch heute sehr verbreiteten Ansicht, daß die dichten Kalksteine im wesentlichen aus fein zerriebenem Detritus größerer Schalen- und Skelettfragmente zusammengesetzt seien. Diese zuerst wohl hauptsächlich von Sorby vertretene Hypothese verdrängte allmählich die Bischofsche Anschauung, daß der dichte Kalk wesentlich von mikroskopisch kleinen Organismen aufgebaut sei. Man vergl. darüber die vorzügliche klare Darstellung in Zirkels Petrographie, Aufl. II, Bd. III, pag. 483—487, sowie die Bemerkungen ebendort auf pag. 461 unten.

Seitdem aber beobachtete ich in den Alpen, in Deutschland und in Italien bei Untersuchung von Kalksteinen des verschiedensten Alters immer wieder die ja übrigens längst bekannte Tatsache, daß mitten in ganz dichten Kalken einzelne vorzüglich und mit den zartesten Einzelheiten der Skulpturen erhaltene Muscheln, Brachiopoden und andere große Versteinerungen liegen. Und selbst Lumachellen, Trochitenkalke und ähnliche scheinbar ganz aus makroskopischen Organismen bestehende Materialien zeigen bei genauerer Betrachtung stets neben den großen Versteinerungen eine dichte Ausfüllungsmasse bei oft gänzlichem Fehlen von Bruchstücken, welche einen Übergang zwischen den großen Resten und den von Sorby vorausgesetzten mikroskopischen Trümmerchen vermittelt hätten. So kam ich in sehr vielen Fällen zu der Bischofschen Annahme zurück, ohne indessen diese verallgemeinern zu wollen. Während ich also früher in der dichten Masse, welche den auf pag. 34 und 422 zitierten Korallenquerschnitt des Esinokalkes von Prestine umgibt, vielleicht Diploporendetritus vermutet haben würde, kam ich jetzt mehr und mehr zu der Überzeugung, daß hier mikroskopische, wenn auch wohl meist nicht mehr nachweisbare Organismen vorliegen müssen.

Unterstützt wurde ich in dieser Auffassung durch eine weitere Beobachtung. Während an der Mendelstraße zwar der frische Bruch des Dolomites fast nie Versteinerungen erkennen läßt, günstig angewitterte Flächen aber oft ein förmliches Haufwerk von Diploporen erkennen lassen, konnte ich diese nach meiner alten Anschauung wesentlichsten Erbauer des Esinokalkes in der Adamellogruppe bis jetzt niemals mit Sicherheit erkennen [1]). Korallen aber sind, wie beschrieben, gleichfalls so große Seltenheiten und dabei doch, wo sie vorkommen, manchmal so gut erhalten, daß man weder sie noch die Diploporen dort als Bildner des Esinokalkes ansehen kann. Fast stets erscheint dieser dem Auge gänzlich fossilfrei und gleichmäßig dicht. Nur an wenigen Stellen treten mitten in der dichten Masse einzelne große, mitunter aber gut erhaltene Schnecken auf.

Die mikroskopische Untersuchung der Marmolatakalke und des Dolomites der Mendel hatte mir nun bereits 1893 gezeigt, daß Foraminiferen mitunter in erheblichen Mengen nachweisbar sind [2]). Auch Skeats fand bei seinen Studien gelegentlich Formaniferen, und es ist mit Sicherheit anzunehmen, daß eine systematische mikroskopische Untersuchung der ladinischen katharischen Kalke ihre allgemeine Verbreitung zeigen wird. Aber immerhin ist es nach den bisher vorliegenden mikroskopischen Untersuchungen unwahrscheinlich, daß sie als wesentlichste Bildner der dichten Kalkmassen in Frage kommen könnten.

Sehen wir nun, was sich in dieser Hinsicht aus der Erforschung der jungen „Korallenriffe" ergab.

Die Bohrungen auf Funafuti zeigten, daß Foraminiferen eine bisher ungeahnte Rolle bei

[1]) Ich sehe natürlich von ihrem Auftreten im unteren Muschelkalk ab. Lepsius und Bittner haben sie allerdings auch dort an einigen Stellen gesteinsbildend angetroffen.

[2]) Marmolata 1895, pag. 133.

der Bildung des dortigen Kalkes gespielt haben [1]). Insbesondere besteht der lose Sand zwischen den Korallen fast gar nicht, wie früher geglaubt wurde, aus Korallen- und Molluskendetritus, sondern hauptsächlich aus Foraminiferen. Sollas [2]) schreibt darüber wörtlich: „Coral débris and fragments of shells forming but an insignificant part of it (sand); calcareous algae are more abundant, but its chief constituents are large foraminifera, which seem to belong chiefly to two genera (*Orbitolites* and *Tinoporus*)."

Auch von den viel tieferen Davidschen Bohrungen berichtet Langenbeck (l. c. pag. 96): „Die Gesteine sind ausschließlich organischen Ursprunges. Foraminiferen herrschen der Zahl nach in allen Tiefen vor." Noch weitaus bedeutsamer als diese Beobachtungen scheinen mir für den Vergleich mit dem Esinokalk Voeltzkows auf pag. 416 hervorgehobene Untersuchungen über Aldabra und andere junge katharische Kalkmassen des Indischen Ozeans zu sein. Danach bestehen diese in gewissen Gegenden fast ausschließlich aus Coccolithophoriden und bilden auch in der Gegenwart bereits tonarme, helle, homogene, von den früheren Beobachtern als Korallengesteine angesehene Kalke.

Es zeigt sich also, daß wenigstens ein sehr erheblicher Teil der früher als Korallenkalke mit obliterierten Korallen angesehenen dichten katharischen Kalke in Wirklichkeit von Coccolithophoriden, also planktonischen Kalkalgen aufgebaut ist, während an anderen Foraminiferen allerdings zusammen mit benthonischen Kalkalgen in erheblichem Maße beteiligt sind.

Wir sind also auch für die versteinerungsleeren ladinischen katharischen Kalke und Dolomite durchaus nicht berechtigt, den Versteinerungsmangel stets und ohne weiteres auf Obliteration großer Organismenreste zurückzuführen. Solche Obliterationen kommen vor. Daneben aber haben wir mit dem Auftreten mächtiger primär dichter Kalkmassen zu rechnen, die aus mikroskopisch kleinen Organismen aufgebaut sind. Insbesondere für den Esinokalk der Adamellogruppe ist es nach den vorstehenden Ausführungen ungemein wahrscheinlich, daß er ebenfalls zum größten Teil aus solchen besteht. Es kommen dabei Foraminiferen, hauptsächlich aber die Coccolithophoriden in Betracht. Daß es sich hierbei nicht um eine gänzlich unbegründete Verallgemeinerung eines an rezentem Material erhaltenen Ergebnisses auf alte Formationen handelt, zeigen Gümbels Untersuchungen über das Auftreten der Coccolithen in Kalksteinen allen möglichen Alters [3]). Sie treten nach ihm sogar bereits im Kambrium und Silur auf, sind für die deutsche und alpine Trias stellenweise und für jurassische Ablagerungen massenhaft nachgewiesen. Ihr Auftreten in der Kreide und im Eocän ist allgemein bekannt.

Es ist mir bisher nicht möglich gewesen, eine genügend große Zahl von Gesteinsproben des Esinokalkes mikroskopisch zu untersuchen um festzustellen, ob sich Coccolithophoriden noch direkt nachweisen lassen. Für möglich halte ich es; doch ist es nicht gerade wahrscheinlich, weil diese zarten und winzig kleinen Restchen naturgemäß sehr rasch durch Kristallisationsvorgänge zerstört werden. Ein negatives Resultat würde also noch keinen Gegenbeweis bilden, um so mehr als auch Gümbel sie fast nur in lockeren Gesteinen nachweisen konnte.

Auch für die Beurteilung der Lagerungsform der ladinischen katharischen Massen sind die vorstehenden Ausführungen wichtig. Denn wenn planktonische Algen die Bildner derartiger Kalke sein können, so wird sich deren Aufbau unabhängig von der Tiefe des Meeres auch dann noch

[1]) Gümbel (Sitzungsber. d. Münch. Akad. 1873, pag. 102 u. f.) hatte übrigens bereits Foraminiferen im rezenten Korallenkalk nachgewiesen.

[2]) Nature 1897, 55, pag. 375.

[3]) Neues Jahrb. für Miner. 1870, pag. 764—767.

vollziehen können, wenn Korallen und selbst benthonische Kalkalgen durch zu große Tiefen existenzunfähig werden.

Meiner Meinung nach ist es nun höchst unwahrscheinlich, daß die auch von mir vorausgesetzten Senkungen des Grundes in dem ladinischen südalpinen Meere sich stets so langsam vollzogen haben sollten, wie es die Darwinsche Hypothese voraussetzt. Brachen doch vulkanische Gesteine an zahlreichen Stellen eben dieses Meeresgrundes durch, was auf energische Bewegungen der Erdkruste deutet. Sobald wir annehmen, daß die bis zu viel größeren Tiefen als riffbildende Korallen im Meere gedeihenden benthonischen Diploporen und die vollends über beliebigen Tiefen schwebenden planktonischen Coccolithophoriden die Hauptbildner der ladinischen katharischen Massen waren, ist jede Schwierigkeit beseitigt.

Zusammenfassung der Ergebnisse über die Riff-Frage.

Die Richthofensche Hypothese und ihre Mojsisovicssche Verteidigung und Erweiterung fanden trotz zum Teil vernichtender Gegengründe dennoch fast allgemeine Anerkennung, so daß sich die Bezeichnungen „Riff" und „Riffkalke" in der gesamten Literatur einbürgerten.

Der wahre Grund für diese Erscheinung liegt meiner Meinung nach vor allem darin, daß Richthofen mit genialem Blicke den allerdings fundamentalen Unterschied zwischen den in dieser Arbeit als „katharisch" bezeichneten, hellen, ton- und detritusarmen, dickbankigen oder ungeschichteten, rein ozeanogenen Karbonatmassen und den „symmikten", dunklen, tonreichen, dünnschichtigen Kalken und Dolomiten erkannte[1]). Dazu kam aber noch, daß in der Tat in der ladinischen Stufe der Alpen zwischen den katharischen und den symmikten Massen ein so intensiver und horizontal auf so kurze Strecke vollendeter Faziewechsel vorhanden ist, wie er vorher in der geologischen Literatur wohl für ähnlich gebildete Massen nicht bekannt geworden war.

Analoga für die mächtigen katharischen Karbonatgesteine der Triaszeit und für ihre Lagerungsverhältnisse schienen in der Gegenwart nur die „Korallenriffe" zu bieten, und zwar in der ihnen von Darwin zugeschriebenen Entstehung und Form. So kam es, daß es für fast jeden, der nach Richthofen und Mojsisovics katharische Massen untersuchte, ein Axiom wurde, daß diese alte Korallenriffe im Darwinschen Sinne seien und daß es als ein Bedürfnis empfunden wurde, den Unterschied zwischen den noch nicht scharf abgetrennten und unbenannten katharischen und symmikten Massen durch die Bezeichnung „Riffkalk" für die ersteren zu fixieren.

In einer zweiten Periode zeigten nun andere Autoren im Anschluß an Gümbel und Lepsius, daß Korallen unter den Bildnern der ladinischen katharischen Massen jedenfalls nur eine unbedeutende Rolle spielten. Auch die Untersuchung der Lagerungsverhältnisse ergab, daß der Faziewechsel in der ladinischen Stufe zwar sehr bedeutungsvoll ist, aber doch nicht annähernd Formen hervorruft, wie sie Richthofen und Mojsisovics vorausgesetzt hatten. Sie kamen daher zu dem Schluß, daß man die ladinischen katharischen Massen nicht als Korallenriffe, ja nicht einmal als Riffe bezeichnen dürfe, es sei denn, daß der Sinn dieser Worte völlig verändert würde.

In einer dritten Periode wies die Untersuchung rezenter „Korallenriffe" nach, daß auch diese wesentlich von benthonischen und planktonischen Kalkalgen und Foraminiferen und meist nur untergeordnet von Korallen erbaut werden. Damit ergibt sich nun doch wieder die von Richthofen und Mojsisovics erkannte genetische Übereinstimmung in biologischer Hinsicht zwischen den rezenten „Korallenriffen" oder besser gesagt „katharischen" Massen und denen der ladinischen

[1]) Vergl. pag. 419 dieser Arbeit.

Stufe der alpinen Trias. Anderseits zeigte die Untersuchung der rezenten „Riffe“, daß diese zu einem sicher sehr erheblichen Teile nicht die von Darwin vorausgesetzten und von Richthofen und Mojsisovics auch für Südtirol angenommenen Formen haben, sondern besser zu den Anschauungen von Rein, Semper, Murray, Guppy und Agassiz stimmen. Es zeigte sich dementsprechend, daß diese Massen aus ziemlich erheblichen und jedenfalls die Lebenszone der Riffkorallen oft wesentlich übertreffenden Tiefen zur Meeresoberfläche emporwachsen können und somit teils in einem erheblichen Abschnitte ihrer Lebensdauer nicht „Riffcharakter“ haben, teils ihn überhaupt nie annehmen. Die Bezeichnung „Riff“ oder gar „Korallenriff“ ist in solchen Fällen daher nicht nur nicht immer zutreffend, sondern oft geradezu irreführend: und es ergab sich somit die Notwendigkeit der Bezeichnungen „katharische und symmikte Karbonatgesteine“.

Die Lagerungsverhältnisse in Südtirol zeigen nun allerdings, daß Senkungen des Meeresgrundes im Darwinschen Sinne, wenn auch wohl weder so langsam noch so regelmäßig als er annahm, eingetreten sein müssen. Dennoch entsprechen die Formen nicht seiner Hypothese, sondern lassen sich in viel besserer Weise mit den Anschauungen seiner Gegner vereinbaren. Das gilt auch von den Cipitkalken, den einzigen ladinischen Bildungen, die wirklich mit Recht als Korallenbauten und Korallenriffe bezeichnet werden können.

Es ist aber eine Pflicht der Gerechtigkeit gegen die beiden großen, mittlerweile verstorbenen Forscher v. Richthofen und v. Mojsisovics hervorzuheben, daß die von ihnen als Korallenriffe bezeichneten Massen der ladinischen Stufe in der Tat in biologischer Hinsicht mit den freilich mit Unrecht sogenannten „Korallenriffen“ der Gegenwart und in der Form nicht mit den Darwinschen, wohl aber mit den Rein-Semperschen „Riffen“ übereinstimmen.

f) Verbreitung der Wengener Schichten und des Esinokalkes.

Während in der älteren Literatur die Wengener Schichten, beziehungsweise der Esinokalk von Osten her nur in Judikarien und auf der Nordseite des Daonetales, im Westen aber nur aus der Umgebung von Breno bekannt waren, zeigte es sich, wie aus *G* ersichtlich, bei den Aufnahmen, daß sie fast die ganze Süd- und Südostseite des Tonalitmassives begleiten und daß der allergrößte Teil der reinen, weißen Marmormassen am Kontakte als Esinomarmor aufzufassen ist. Ich wies darauf zuerst 1897 [1]) hin. Im Jahre darauf machte auch Cacciamali [2]), und zwar offenbar unabhängig von mir auf das Auftreten des Esinokalkes westlich des Caffarotales aufmerksam. Aber auch auf der Westseite des Gebirges gelang mir der Nachweis des Esinokalkes und der Wengener Schichten an einer Reihe von Stellen. Der Kern der Badilesynklinale besteht aus ihnen: der abnorm grobkörnige Gipfelmarmor des Badile selbst ist Esinomarmor. Ebenso gehört sicher der Marmor des Sablunera und wahrscheinlich ein Teil der vom Tonalit umschlossenen Schollen des Berbignaga zu ihm. Weiter östlich werden die ladinischen Bildungen vom Tonalit abgeschnitten, treten aber auf der Ostseite des Lago di Campo von neuem in langgezogenen Streifen auf und lassen sich mit Unterbrechungen bis auf die Höhe des Forcel rosso und über diesen hinweg auf das Adamègehänge verfolgen. Ihr Auftreten an der Forcella di Boss ist wahrscheinlich, aber nicht ganz sichergestellt. Auch am Marsèr dürften eine Anzahl von Marmorschollen im Tonalit zum Esinokalk gehören (vergl. pag. 85). Noch weiter im Norden treten so junge Bildungen nicht mehr auf.

[1]) 1897, II., pag. 161.

[2]) 1898, Rivista mensile Club alpino italiano, pag. 335.

54*

Auf der SO-Seite der Gruppe ist die Verbreitung der ladinischen Bildungen schon durch meine Vorgänger in den wesentlichen Zügen richtig dargestellt worden und aus *G* leicht zu ersehen.

IV. Karnische Stufe.

Raibler Schichten.

Erst in der allerletzten Zeit vor Abschluß der Kartierung gelang es mir den sicheren Nachweis für das Auftreten der Raibler Schichten und des Hauptdolomites in der Kontaktzone zu liefern. Damit gewann die vorher von mir vernachlässigte Untersuchung der normalen Ausbildung dieser Schichtkomplexe ein großes Interesse, das ich aber leider nicht mehr in der wünschenswerten Weise durch Begehungen an Ort und Stelle betätigen konnte. Ich bitte daher die Unvollständigkeit meiner Beobachtungen zu berücksichtigen und zu entschuldigen.

Bittner hatte zuerst das Auftreten der Raibler Schichten innerhalb der Adamellogruppe bewiesen, indem er zeigte, daß am Monte Benna und Fistolo (südlich der Val di Breguzzo) unbedeutende Reste von ihnen dem Esinokalk aufliegen (1881, pag. 280). Dann hatte ich festgestellt, daß das rechte Oglioufer gegenüber von Breno aus fossilführenden Raibler Schichten besteht (1896, pag. 1044 [1]) Doch liegen die zum Teil vortrefflichen Aufschlüsse schon jenseits des Oglio, also außerhalb des eigentlichen Adamellogebietes. Im Jahre 1901 (pag. 741) wies ich dann darauf hin, daß am Monte Doja über dem Esinokalk gegen den Tonalit ein Komplex folgt, der als „Raibler Schichten oder als ein älteres durch Überschiebung dorthin gebrachtes Schichtsystem" gedeutet werden muß, „das ich dann freilich seiner petrographischen Beschaffenheit nach nicht mit Sicherheit identifizieren kann".

Daß es sich hier tatsächlich um Raibler Schichten handelt, habe ich mittlerweile erkannt: und ein Blick auf *G* lehrt, daß dieser wichtige Schichtkomplex vom Passo della Nuova als eine lange schmale Zone ohne Unterbrechung über den Monte Doja bis zur Cima di Curioni verfolgt werden kann, daß er von neuem am Monte Madrene auftritt und schließlich am Ferone einen möglicherweise nicht einmal in seiner ganzen Länge eingetragenen Streifen bedeckt. Außerdem treten sie aber, wie im lokalen Teile beschrieben, wahrscheinlich auch noch im Lepsius-Kar (Valbuona di Daone), vielleicht an der Malghetta, im oberen Blumonetal, an der Cima di Finkelstein, am Sabbione di Croce und am Zincone auf [2]. Ja, ich kann es nicht einmal mit Sicherheit ausschließen, daß sie nicht auch nördlich von Pillo bei Breno in der ausgedehnten, auf *G* als Muschelkalk aufgefaßten Masse schwarzer Kalke mit vertreten sind und eventuell eine Verbindung der metamorphen Raibler Schichten des Stabiotales mit den Raibler Kalken von Malegno herstellen. Unter diesen Umständen möchte ich hier eine, wenn auch zum größten Teil nur auf Angaben anderer Autoren basierte Schilderung ihres Auftretens außerhalb der Kontaktzone entwerfen.

a) Petrographische Beschaffenheit.

Wie auf pag. 29—30 genau dargestellt ist, bestehen die Raibler Schichten von Malegno aus einem dem Esinokalk anscheinend ziemlich konkordant aufgelagerten System von vorherrschend schwarzen, dem Muschelkalk ähnlichen Kalksteinen. Zu unterst sind sie unebenflächig, schwarz bis

[1]) Hauer hatte schon 1858 erkannt, daß die Zone der Raibler Schichten „nach Osten eine Zunge wahrscheinlich bis in die Umgegend von Malegno im Val Camonica entsendet" (Erläuter. z. einer geol. Übersichtskarte d. Lombardie. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1858, pag. 471).

[2]) Man vergleiche pag. 293.

grauschwarz, von weißen oder gelben[1]) Kalkspatadern durchzogen. Sie haben dort spärliche tonige Beläge und enthalten vereinzelte Zwischenlagen von hellerem Kalk, zellenkalkähnlichen Breccien und grauem Dolomit und Mergelschichtchen. Weiter oben sieht man fast nur die schwarzen, tonreichen, dünnschichtigen Kalke. Ihre obere Grenze habe ich nicht erreicht. Ohne die im folgenden aufgeführten Versteinerungen und die klare Lagerung würde ich den Schichtkomplex wohl wie Taramelli (1890) als Muschelkalk angesehen haben.

Die normalen Raibler Schichten Judikariens habe ich leider nicht aus eigener Anschauung kennen gelernt[2]). Ich zitiere daher Bittners Angaben. Er beschreibt die Raibler Schichten von Cologna wie folgt: Zu unterst „einige Bänke hellgelblich grauer, steinmergelartiger Kalke, sodann ein nur wenige Schritte breiter Komplex weicherer Gesteine, und zwar im Liegenden mehrere Bänke von petrefaktenreichen, hellgrauen bis schwarzen splitternden Mergelkalken mit Mergelschieferzwischenlagen von grauer und rötlicher Färbung, im Hangenden aber graue und rote, zum Teil etwas sandige Mergelschiefer, die höher mit Dolomitbänken zu wechsellagern beginnen, so daß der ganze Komplex allmählich in den Hauptdolomit übergeht" (1881, pag. 278). Vom Monte Benna sagt er: „Es folgt hier, über dem Wengener Riffkalke eine deutlich markierte Terrasse bildend, eine wenig mächtige Schichtmasse, welche aus plattigen, mergeligen, grünlichgrau bis schwarz gefärbten, zum Teil auch rötlichen Gesteinen besteht; auch hier erscheinen an der Grenze gegen den unterlagernden Riffkalk dickere, gelb gefärbte, steinmergelartige Bänke" (1881, pag. 280).

Im SO der Adamellogruppe, im Zuge des Dosso alto, sind die Raibler Schichten nach Bittner (l. c. pag 282) „wenig mächtig und bestehen größtenteils aus grellrot gefärbten, mergeligschmierigen und grauen, tonigen Schichten mit Einlagerungen von Kalken. Sie werden an ihrer unteren Grenze von den Riffkalken durch die schon wiederholt erwähnten gelblichen steinmergelartigen Kalkbänke geschieden und gehen nach oben allmählich durch Wechsellagerung in den Hauptdolomit über."

Im SW der Adamellogruppe, bei Toline am Iseosee ist die Ausbildung der Raibler Schichten wesentlich anders. Ich selbst sah dort auf meinem Wege in der Tiefe nur einen schlechten Aufschluß von grauen Schiefertonen, beziehungsweise Mergeln, die ihrer Lage nach wohl nur den Raibler Schichten angehören können. Wir verdanken aber Curioni (1856 und 1862) Bittner (1882, pag. 429 u. f.) und Deecke[3]) auch für diese Örtlichkeit genaue Schilderungen der an den höheren Hängen vorhandenen besseren, wenn auch gleichfalls unvollständigen und zum Teil nicht ganz klaren Aufschlüsse. Es scheint mir daraus hervorzugehen, daß das Profil der Raibler Schichten von unten nach oben folgende Glieder enthält.

1. Grauer, wohlgeschichteter Esinokalk, nur in ganz geringer Mächtigkeit erschlossen und wahrscheinlich überhaupt nur sehr wenig mächtig.

2. 120 *m* rote Sandsteine und sandige Mergel („bunte Schichten der Val Sabbia").

3. „Ein nur wenige Klafter mächtiger Komplex dunkler, dickbankiger, fossilleerer Kalke" (Bittner).

[1]) Die Kalkspatadern des Muschelkalkes sind meiner Erinnerung nach wohl stets weiß. Doch habe ich diesen Unterschied nicht systematisch geprüft.

[2]) Den im Bilde Taf. IV, Fig. 1, dargestellten Monte Benna konnte ich bei meinem letzten Besuch im Jahre 1904 infolge dichten Nebels nicht mehr besteigen.

[3]) Beiträge zur Kenntnis der Raibler Schichten der lombardischen Alpen. Neues Jahrb. f. Min. Beil.-Bd. III, 1885, pag. 493 u. f.

4. Kalkig-mergeliger, „stellenweise selbst dolomitischer Komplex“ mit zahlreichen bei Bittner und Deecke aufgeführten Versteinerungen, zu alleroberst ein „grifflig abgesonderter Mergel mit kleinen Bivalven“.

5. „Dünne, gelblichgraue, dolomitische Kalklagen und grüne oder rote Gipsmergel, zwischen denen einzelne Rauchwackenbänke eingeschaltet sind“ (Deecke). Nach Bittner auch „Gipslinsen“.

6. Darüber, „aus einem beständigen Wechsel von dünnen Dolomitlagen mit Schiefern oder Mergelbänkchen sich herausbildend, der Hauptdolomit“ (Deecke).

Die „bunten Schichten von Val Sabbia“ bezeichnet Bittner an einer anderen Stelle (1881, pag. 262) als „eine Masse von sandigen, tuffigen, mergeligen, tonigen und konglomeratischen, vorherrschend rot gefärbten Schichten, die mit grünlichen, gelblichen und grauen, leicht zerfallenden Mergelschiefern wechsellagern, in denen insbesondere im Liegendsten der ganzen Masse oft kalkige, zum Teil knollige Bänke mit Fossilführung (*Gervillia bipartita*) vorkommen, während im Hangendsten Teile Gipse aufzutreten pflegen, sowie auch ein allmählicher Übergang in den Dolomit stattfindet“.

Als letzte Einzelschilderung führe ich noch Lepsius'[1]) Beschreibung der Raibler Schichten der Val di Dezzo[2]) an. Er schätzt sie dort auf 350 *m* und sagt, „daß sie nur aus schwarzen Kalken und Mergeln bestehen, die in den oberen Stufen mit reinen weißen Dolomitbänkchen wechsellagern“. Deecke hat diese Schilderung im wesentlichen bestätigt und hervorgehoben, daß gerade hier die Raibler Schichten in ihrer reinsten kalkigen Entwicklung auftreten (l. c. pag. 489 u. f.). Er zeigt aber, „daß auch hier den Kalken und tonigen Kalken dünne Mergellagen, Sandsteine, schwarze, bactryllienführende Kalkschiefer und einzelne dolomitische Bänke“ eingeschaltet sind.

Von den vier von Deecke (pag. 505) unterschiedenen Fazies der lombardischen Raibler Schichten finden wir an den besprochenen Örtlichkeiten also nur die „rein kalkige“ im Dezzotal und jedenfalls auch bei Malegno und die tuffig-kalkige bei Toline. Die Vorkommnisse des Dosso alto, des Monte Benna und der Umgebung von Cologna entsprechen abgesehen von ihrer geringen Mächtigkeit am besten der „rein kalkigen Fazies“ des Dezzotales, wenn auch die Beteiligung von tonig-sandigem Material und die stellenweise hervortretende rote Farbe wohl eine Beimischung von Tuff andeuten. Diese Beimischung scheint am Dosso alto größer zu sein als im Norden. Es dürfte sich demnach die kalkige Fazies als eine mehr oder weniger breite Zone, wenn auch in abnehmender Mächtigkeit im Norden vom Dezzo bis nach Judikarien hinüberziehen. Das Maximum der Beteiligung von vulkanischem Material ist dagegen, wie Bittner und besonders Deecke hervorhoben, in Val Trompia und Val Sabbia zu suchen.

Wichtig ist es mir, daß Deecke[3]) in den Raibler Schichten der Val Brembana Hornstein fand. Er schreibt darüber: „Zwischen die obersten Lagen des erzführenden Kalkes schieben sich dünne, anfangs grau, dann bunt gefärbte Lagen eines griffelförmig abgesonderten Mergels und zahlreiche 6—8 *cm* dicke Bänder eines schwarzen, fein weiß geäderten Hornsteines ein.“ Ebenso fand Ratzel in den untersten Raibler Schichten von Breno—Malegno vereinzelte Hornsteinknollen (mündliche Mitteilung vergl. pag. 233, Fußn. 2).

b) Versteinerungsfundorte.

Einer der wesentlichsten Unterschiede der kamunischen Raibler Schichten gegenüber dem so ähnlichen Muschelkalk derselben Gegend ist das stellenweise nicht seltene Auftreten von schlecht,

[1]) 1878, pag. 93.

[2]) = Val di Scalve.

[3]) Pag. 449.

manchmal aber auch besser erhaltenen Zweischalern. Leider lassen sie sich aus den festen Bänken nur selten gut herauspräparieren. Die einzige Stelle, an der es mir gelang, liegt in den Felsen nordöstlich von Malegno. Es handelt sich hier um Myoconchen. Ich verdanke die Kenntnis dieses Fundortes, sowie eine ganze Anzahl loser Versteinerungen desselben Schichtniveaus Herrn Ing. Caprani in Malegno. Nach den Bestimmungen des Herrn Ratzel liegen bis jetzt folgende Formen von dort vor: *Myophoria Whatelegae v. Buch*, *Myophoria ex aff. Goldfussi* (?) *Alb.*, *Myoconcha lombardica v. Hauer*, *Myoconcha aquatensis Par.*, *Modiola cfr. raibliana Bittn.*, *Anoplophora cfr. Münsteri Wissm. sp.*

Es kann nach dem Erhaltungszustand der Stücke und den Bestimmungen kein Zweifel darüber bestehen, daß auch bei Malegno dieselben fossilreichen Mergel-, beziehungsweise Kalkbänke vertreten sind wie im Dezzotal. Aber ich hatte leider nicht die Möglichkeit eine hinreichend sorgfältige Begehung zu ihrer Aufsuchung zu unternehmen.

In Judikarien hat Bittner bei Cologna *Myophoria Kefersteini Münst. sp.*, Gervillien, Modiolen (*Mytilus*), Aviculen, *Myoconcha cfr. Curionii v. Hauer*, kleine Gastropoden und Fischzähnchen nachgewiesen. Am Monte Benna fand er keine Versteinerungen, und ebensowenig gelang es mir aus leicht begreiflichen Gründen in den hochmetamorphen Raibler Schichten der Kontaktzone etwas zu finden.

V. Norische Stufe.

Hauptdolomit.

Erst im Jahre 1904 gelang mir der Nachweis, daß Hauptdolomit in der Kontaktzone des Tonalites enthalten ist; doch war es mir leider nicht mehr möglich, die betreffenden Massen in der Nähe zu untersuchen.

Normaler Hauptdolomit tritt in der eigentlichen Adamellogruppe wohl nur am Monte Benna auf. Bittner sagt darüber: „Die kleine Spitze des Monte Penna fällt wohl schon dem Hauptdolomit zu [1])“ und: „Während westlich der Judikarienlinie der Hauptdolomit auf die kleine Kuppe des Monte Penna im Zuge des Corno vecchio beschränkt bleibt“ [2]). Ich selbst habe, wie schon erwähnt, diese im Bilde Taf. IV, Fig. 1 dargestellte Örtlichkeit leider nicht besuchen können.

Der Hauptdolomit tritt aber dennoch auf der Ostseite des Adamello in das Kartengebiet ein und bildet zwischen Tione und Roncone einen langen schmalen, von der Straße vielfach aufgeschlossenen Streifen. Er besteht dort aus einem weißgrauen, vollständig zerdrückten und zerknitterten Dolomit von genau der Beschaffenheit, wie sie auch der oberbayrische Hauptdolomit hat.

Im Nordosten des Adamellogebietes in der Umgebung von Campiglio bildet Hauptdolomit vielfach das Grenzgestein der Judikarienlinie und erreicht bekanntlich in der Brentagruppe eine kolossale Mächtigkeit und große Verbreitung. Ich fand aus der Brentagruppe stammende, zahlreiche Gyroporellen und vereinzelte Megalodonten enthaltende Blöcke von ihm in der Grundmoräne bei Fogojard. Auf eine genauere Untersuchung habe ich im Hinblick auf die teils bereits erschienenen, teils bevorstehenden Publikationen Vaceks verzichtet. Ich bemerke nur, daß der Schichtkomplex in seiner Hauptmasse die über so weite Strecken der Süd- und Nordalpen konstant bleibende normale Gesteinsbeschaffenheit des Hauptdolomites zu haben scheint.

[1]) 1881, pag. 280.

[2]) 1881, pag. 289.

Wesentlich genauer lernte ich unseren Horizont am Iseosee kennen, wo er ja bekanntlich auf beiden Ufern in herrlichen Aufschlüssen entblößt ist. Doch liegen hier bereits so viel eingehende Schilderungen vor[1], daß ich hier nur wenige Ergänzungen kurz mitteilen will.

In der nur mit Boot erreichbaren Bucht westlich von Castro liegt am Fuß der Hauptdolomitberge eine eigentümliche Breccie[2]) mit zum Teil dunklen Kalkstücken, und weiterhin weißer geschichteter Gips. Offenbar gehört der Gips zu den obersten Teilen der sonst hier vom See bedeckten Raibler Schichten. Die betreffende Stelle ist auf Baltzers Iseoseekarte mit der Gipssignatur versehen.

In der ganz eigenartig schönen, an Böcklinsche Bilder erinnernden Bucht von Zorzino nördlich von Riva di solto stoßen Rhät und Hauptdolomit in vertikaler und zum Teil mit riesenhaften, von der Verwitterung herausgearbeiteten Schichtplatten aneinander. Diese vertikalen Platten sind es, die der Landschaft ihre merkwürdige „Architektur" und Schönheit verleihen. Unten liegt ungefähr an der Grenze ein junger Kalksinter, der die schwarzen Rhätbrocken verkittet. Im Hauptdolomit fanden mein Freund Hörich und ich nahe der Grenze *Worthenia Songavatii* -- *Turbo solitarius*, *Gervilleia exilis* und Evinospongien. Das Gestein ist grauer, kompakter, fein-kristalliner Dolomit.

Geht man von Pisogne am östlichen Seeufer nach Süden, so beobachtet man, daß die ersten, geologisch tiefsten Teile des Hauptdolomites zum Teil breccienartigen Charakter haben auch Kalktrümmer enthalten und dem Zellenkalk ähnlich werden können.

An der SW-Wand der Corna Trenta Passi besteht der Dolomit an der Straße stellenweise fast nur aus Gyroporellen, zum Teil von relativ guter Erhaltung. An anderen Stellen sind viele Zweischaler, darunter *Gervilleia exilis* und eine *Myophoria* vorhanden, die nach den Bestimmungen des Herrn Ratzel als eine neue Varietät „*var. paucicostata Ratzel*" der Lepsiusschen *Myophoria picta* zu bezeichnen ist.

Wir sehen so den Hauptdolomit im Osten und Südwesten der Adamellogruppe in seiner normalen Entwicklung auftreten. Daß seine Gesteinsbeschaffenheit und Fossilführung etwas variieren kann, hat Bittner hervorgehoben (1881, pag. 293). Er sagt nämlich: „Während der Hauptdolomit der nördlicheren Gebietsanteile, also speziell der Gaverdinagruppe, ein helles, gleichmäßig geschichtetes, sehr petrefaktenarmes Gestein ist, erweist sich die Hauptmasse desselben weiter im Süden als vorherrschend lichtgrau, oft auch ziemlich dunkel gefärbtes, sehr bituminöses, von organischen Substanzen imprägniertes, insbesondere in seinen höheren Partien weithin riesenoolithisch sinterig oder sogar breccienartig ausgebildetes, streckenweise von Petrefakten überfülltes, förmliche Lumachellen enthaltendes Gestein."

Die Mächtigkeit des Hauptdolomites ist außerordentlich groß. Lepsius schätzte sie auf etwa 2000, Bittner auf wenigstens 3000—4000 Fuß.

Verbreitung des Hauptdolomites in der Kontaktzone.

Als ich 1904 den Gipfel des Frerone betrat, sah ich, daß hinter dem Esinomarmor und dem bunten, gebanderten System der Raibler Schichten gegen die Porta di Stabio eine zweite mächtige, leuchtend weiße Marmormasse folgt (vergl. Bild Taf. VI, Fig. 2). Sie kann nach ihrer Lage nur zum Hauptdolomit gehören. Mir selber war es leider nicht mehr vergönnt, sie zu besuchen.

[1]) Curioni, Bittner, Baltzer usw.

[2]) Ich bin bei dieser nicht sicher, ob es sich nicht um eine quartäre Bildung handelt.

Finkelstein aber, der die Porta di Stabio überschritt, kam unmittelbar an ihr vorbei und berichtet (1889, pag. 308 und 330), daß am Passe selbst Tonalit ansteht, daß der Kamm aber gegen den Frerone hin „auf der Tonalitbasis zwei unbenannte und ungemessene Hörner, aus weißem Marmor bestehend", trägt. Ob es Dolomitmarmor ist, wie ich erwarte, das gibt er leider nicht an. Jedenfalls scheinen Silikate zu fehlen, was für Marmor der Raibler Schichten nicht paßt.

Außer an dieser Stelle könnte Hauptdolomit, wie im lokalen Teile angegeben wurde, auch eventuell noch bei der Malghetta im oberen Caffarotale, in der Triaszone der obersten Val Blumone, am Zincone und in den vom Tonalit umschlossenen Marmorschollen der obersten Val Cadino enthalten sein. Doch hatte ich diese Bildungen an Ort und Stelle noch für Esinokalk gehalten und daher leider nicht alle mit Salzsäure geprüft. Ein erheblicher Teil von ihnen besteht aber, wie auf pag. 273—274 ausgeführt, aus Dolomitmarmor, einige wenige aus dolomitischem Kalkmarmor, reiner Kalkmarmor ist mir nicht sicher erinnerlich; doch kann es sein, daß er auch vorkommt.

VI. Rhätische Stufe.

Es gelang mir bisher nicht, rhätische Ablagerungen im Innern der eigentlichen Adamellogruppe nachzuweisen. Der einzige Punkt, an dem sie, wenn ich die Verhältnisse richtig auffasse, vielleicht vorkommen könnten, wäre der Kamm zwischen Porta di Stabio und dem Freronegipfel. Indessen ist auch das unwahrscheinlich. Man vergleiche darüber die Bemerkungen auf pag. 288, Fußn. 1.

Im Kartengebiet finden sich vermutlich rhätische Bildungen nur an der neuen Straße von Dimaro nach Campiglio an der auf pag. 147 beschriebenen Stelle. Es sind, wie dort beschrieben, dunkle Kalksteine und Mergel, die zum Teil als Lumachellen entwickelt sind. Der Grund, warum ich in diesen Bildungen Rhät vermute, ist auf pag. 149 angeführt. Petrographisch entsprechen sie dem mir bekannten Rhät des Iseosees eigentlich nur wenig. So sind zum Beispiel die schwarzen Rhätkalksteine in der schon erwähnten Bucht von Zorzino bei Riva di solto ziemlich tonfrei und durch einen kristallinen Schimmer sowie Reichtum an reinweißen Kalkspatadern ausgezeichnet. Die grauen Kalksteine aber, die bei Predore das nördliche Seeufer bilden und auf Baltzers Karte zum Rhät gestellt sind, ähneln petrographisch den Liaskalken von Tavernola und sind auch von diesen kaum scharf zu trennen. Leider war es mir nicht möglich, die rhätischen und jüngeren Bildungen der Brentagruppe genauer kennen zu lernen, so daß ich in dieser Hinsicht auf die älteren Schilderungen von Lepsius und Finkelstein, die jüngeren von Vacek verweise.

D. Posttriadische, mesozoische Bildungen

kommen, wie auf pag. 148—149 beschrieben ist, im Kartengebiet nur am Ostgehänge des Spolverin südlich Dimaro vor. Es sind graue Kalksteine mit dunkelgrau gefärbten Hornsteinlagen und -knauern. Sie dürften wohl zum Lias zu stellen sein und gehören tektonisch bereits zur Brentagruppe.

An der Straße Dimaro—Campiglio sah ich, wie auf pag. 148 angeführt, in der Grundmoräne große Blöcke einer mesozoischen aus der Brentagruppe stammenden Kalksteinbreccie, die vermutlich gleichfalls zum Lias gehört.

Auch die auf pag. 156 beschriebenen, längs des Judikarienbruches am Sabbione direkt abstoßenden Konglomerate am Südhange des Sabbione sind jedenfalls liassischen Alters.

Jüngere mesozoische Bildungen kommen meines Wissens im Gebiete von *G* nicht vor.

Gesellschafts-Buchdruckerei Brüder Hollinek, Wien III. Erdbergstraße 3.



Tafel I.

Wilhelm Salomon: Die Adamellogruppe.

Tafel I.

Geologische Karte der Adamellogruppe, im Text als *G* bezeichnet.

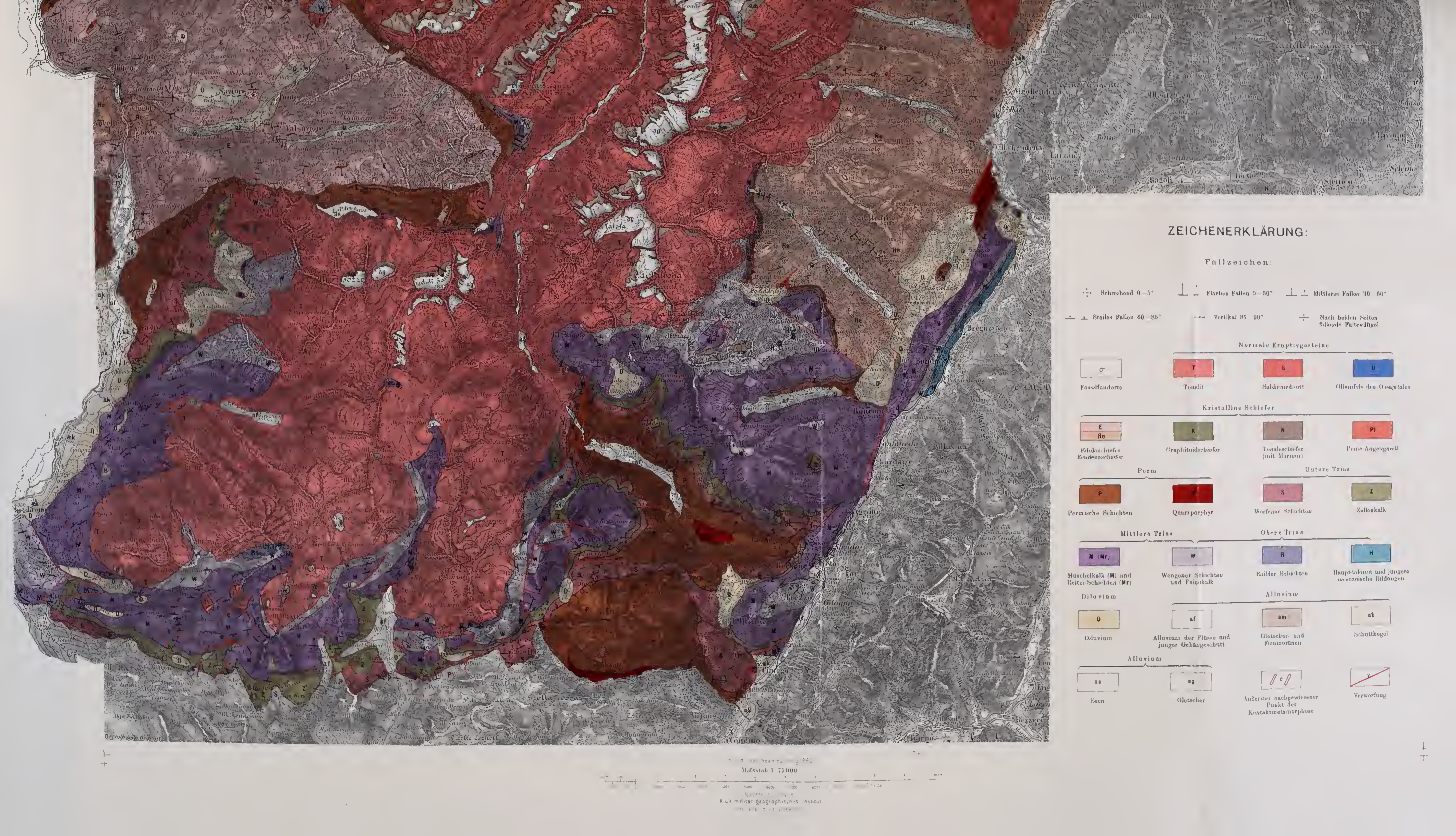
Vergl. pag. 23-26 und die folgenden drei Druckfehler.

1. Bei dem kleinen Dioritstock von Rino muß die Gallineraverwerfung südlich, nicht nördlich entlang gezogen werden. Nördlich sollte nur das rote Zeichen „*c*" der Kontaktmetamorphose liegen.

2. SW-Ecke der Karte. Das Fallzeichen 12 *mm* westlich und $1^1/_2$ *mm* südlich vom „*P*" von „Prestine" hat keinen Pfeil. Dieser sollte vom Mittelpunkt der Basislinie bis zwischen die 0 und die 1 in der nordöstlich davon stehenden Zahl 501 reichen.

3. Das Dunkelrosa des Tonalites in dem kleinen Stock in Val Vajuga ist schlecht erkennbar, weil die Farben dort etwas nach SO verschoben sind.


GEOLOGISCHE KARTE
DER
ADAMELLO-GRUPPE
AUFGENOMMEN 1888—1891, 1894—1896, 1898—1900, 1902, 1904
VON
WILHELM SALOMON
Unter Benützung der Manuskriptkarte G. Staches, des Blattes Cles von M. Vacek
und W. Hammer, sowie A. Bittners Übersichtskarte Judicariens.



ZEICHENERKLÄRUNG:
Fallzeichen:
Schwebend 0–5°
Flaches Fallen 5–30°
Mittleres Fallen 30–60°
Steiles Fallen 60–85°
Vertikal 85–90°
Nach beiden Seiten fallende Faltenflügel
Normale Eruptivgesteine
Fossilfundorte
Tonalit
Sabbionediorit
Olivinfels des Ossajatales
Kristalline Schiefer
Edoloschiefer
Rendenaschiefer
Graphitoidschiefer
Tonaleschiefer (mit Marmor)
Perm
Permische Schichten
Quarzporphyr
Untere Trias
Werfener Schichten
Zellenkalk
Mittlere Trias
Obere Trias
Muschelkalk (M) und Reitzi-Schichten (Mr)
Wengener Schichten und Esinokalk
Raibler Schichten
Hauptdolomit und jüngere mesozoische Bildungen
Diluvium
Alluvium
Diluvium
Alluvium der Flüsse und junger Gehängeschutt
Gletscher- und Firnmoränen
Schuttkegel
Alluvium
Seen
Gletscher
Äußerster nachgewiesener Punkt der Kontaktmetamorphose
Verwerfung
Maßstab 1 : 75000
K. u. k. militär-geographisches Institut

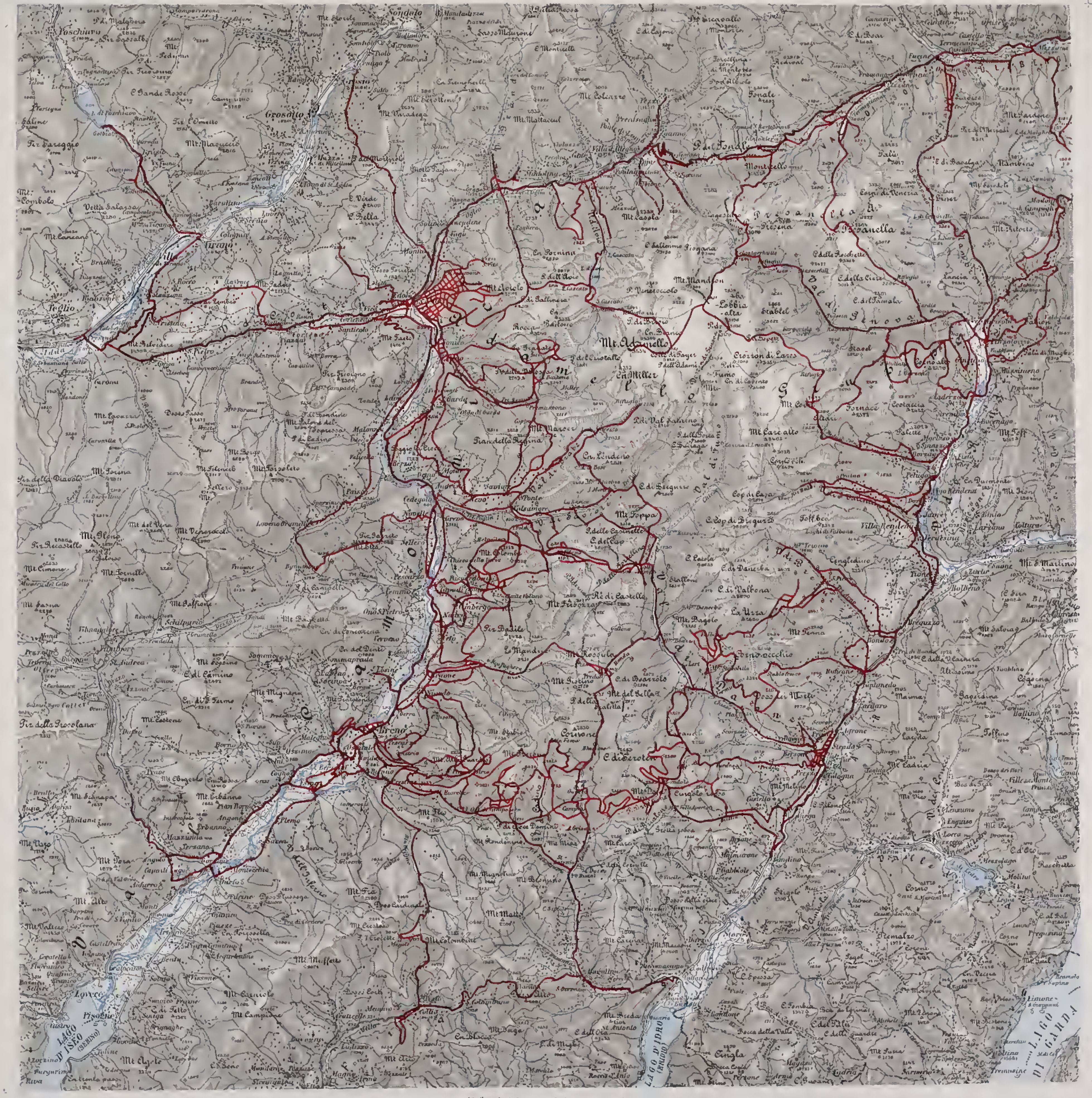


Tafel II.

Kärtchen der vom Verfasser begangenen Routen, im Text als *R* bezeichnet.

Vergl. pag. 7. 8. 21.

(Die gestrichelte Route in Val Seria ist nur von O. Hörich begangen; die Routen am Iseosee sind weggelassen.)



Maßstab 1 : 200 000 d. N. oder 1 cm = 2 km

Tafel III.

Wilhelm Salomon: Die Adamellogruppe.

Tafel III.

Fig. 1. Wand westlich des Lago lungo im Baitonegebiet.

Tonalitapophysen in den Rendenaschiefern.

T = Tonalit. — R = Rendenaschiefer. — A = Apophysentonalit.

Vergl. pag. 90 des Textes.

Fig. 2. Südliche Wand des Kares östlich des Lago lungo im Baitonegebiet.

Flach unter den Tonalit einfallende Kontaktfläche.

T = Tonalit. — R = Rendenaschiefer. — H = Hintergrund.

Vergl. pag. 90 des Textes.

Beide Ansichten photographiert von Salomon.



Fig. 1. (Pag. 90.)



Fig. 2. (Pag. 90.)



Tafel IV.

Wilhelm Salomon: Die Adamellogruppe

Tafel IV.

Fig. 1. Monte Benna und Monte Fistolo vom linken Ufer des Maggiasonebaches.

Trias vom unteren Muschelkalk bis zu den Raibler Schichten.

U = unterer, *O* = oberer Muschelkalk. — *Re* = Reitzischichten. — *W* = Wengener Schichten. — *E* = Esinokalk. — *Ra* = Raibler Schichten. — *V* = Verwerfung. — *B* = Monte Benna. — *F* = Monte Fistolo.

Vergl. pag. 181 des Textes.

Fig. 2. Cornovecchio (2534 *m*) von der Valbuona aus.

(Höhe des Vordergrundes etwa 1700 *m*.)

Profil vom unteren Muschelkalk bis zum Esinokalk. Im unteren Muschelkalk weiße kontaktmetamorphe Marmorbänke.

Mu = unterer, *Mo* = oberer Muschelkalk. — *MoR* = „Riff" im oberen Muschelkalk. — *R* = Reitzischichten. — *W* = Wengener Schichten. — *E* = Esinokalk. — *P* = Passo del Frate. — *C* = Cornovecchio.

Vergl. pag. 202 des Textes.

Beide Ansichten photographiert von Salomon.



Fig. 1. (Pag. 181.)



Fig. 2. (Pag. 202.)



Tafel V.

Wilhelm Salomon: Die Adamellogruppe

Tafel V.

Fig. 1. Tonalithintergrund der Val Paghera (di Braone) mit auffällig gleichmäßiger Kammhöhe und beginnender Karbildung. (Vordergrund 1140 *m* hoch.)

Vergl. pag. 264 des Textes.

M = Monte Monoccola. — *PM* = Passo della Monoccola. — *PL* = Passo del Listino. — *L* = Monte Listino. *D* = Val di Dois. — *VM* = Val di Mare.

Fig. 2. Nach Osten gerichteter Sporn der Rossola von Norden. Rest der alten Ethmolithkruste.

M = steil stehender, etwa in der Spornrichtung streichender Muschelkalkmarmor. — *T* = Tonalit.

Vergl. pag. 268 des Textes.

Beide Ansichten photographiert von S a l o m o n.



Fig. 1. (Pag. 264.)



Fig. 2. (Pag. 268.)



Tafel VI.

Wilhelm Salomon Die Adamellogruppe.

Tafel VI.

Fig. 1. Frerone und Colombine vom Sattel südlich des Monte Madrene. Kontaktlandschaft.

Ortsnamen: *F* = Frerone (2673 *m*). — *PC* = Passo di Cadino (2343 *m*). — *Ca* = Monte Cadino (2421 *m*). — *TB* = Kamm zwischen Monte Trabucco und Cima di Baltzer. — *Ma* = Monte Mattoni (2274 *m*). — *CT* = Cima di Teller (2214 *m*). — *A* = Monte Asinino (2212 *m*). — *CS* = Colombine Südgipfel (2131 *m*). — *CN* = Colombine-Nordgipfel (21?8 *m*). — *a* = unbenannter Paß zwischen Colombine und Corno Bianco. — *CB* = Corno Bianco (21?2 *m*). — *L* = Talkessel unterhalb Mga. Lajone di mezzo. — *G* = Hang des Monte Colombine bei Malga Gavero.

Geologische Bezeichnungen: *T* = Tonalit. — *E* = Esinokalk. — *W* = Esinokalk + Wengener Schichten. — *R* = Reitzischichten. — *M* = Muschelkalk. — *Mo* = oberer Muschelkalk. — *Mu* = unterer Muschelkalk. — *Z* = Zellenkalk. — *Zg* = gelber, *Za* = grauer Zellenkalk.

Vergl. pag. 254, 270—271 und 288 des Textes.

Fig. 2. Monte Frerone (2673 *m*) vom Nordosthange des Costone (2415 *m*).

Ortsnamen: *F* = Frerone. — *C* = Cornone (2843 *m*). — *Sa* = Cima di Salmojraghi (25?4 *m*). — *S* = Monte Stabio (2535 *m*). — *Ps* = Porta di Stabio (2497 *m*). — *P* = Pallone del Forcellino di Vallmona (241? *m*). — *PC* = Passo di Cadino (2343 *m*). — *Fi* = Cresta di Finkelstein.

Geologische Bezeichnungen: *T* = Tonalit. — *Ta* = Apophysentonalit. — *H* = Hauptdolomit. — *R* = Raibler Schichten. — *E* = Esinokalk. — *W* = Wengener Schichten. — *Re* = Reitzischichten. — *Mo* = oberer Muschelkalk. — *Mu* = unterer Muschelkalk.

Vergl. pag. 287 des Textes.

Beide Ansichten photographiert von Salomon.



Fig. 1. (Pag. 254, 270—271 und 288.)



Fig. 2. (Pag. 287.)



Tafel VII.

Wilhelm Salomon Die Adamellogruppe.

Tafel VII.

Fig. 1. Südostrand des Frerone (2673 *m*) von einem Punkt wenig südlich von Cadino di sopra (etwa 2080 *m*).
F = Frerone. — *P* = Passo di Cadino (2343 *m*). *T* = Tonalit. — *R* = Reitzischichten. — *Mo* = oberer Muschelkalk.
Mu = unterer Muschelkalk. — *E* = Schollen von Esinomarmor im Tonalit.
Der Vordergrund ist in Fig. 2 besonders wiedergegeben. Man vergl. auch die Fig. 89 auf pag. 288.
Vergl. pag. 274 und 288 des Textes.

Fig. 2. Schollen von Esinomarmor im Tonalit. Gegend von Cadino di sopra.
E = Esinomarmor. — *T* = Tonalit.
Vergl. pag. 274 des Textes.

Beide Ansichten photographiert von Salomon.



Fig. 1. (Pag. 274 und 288.)



Fig. 2 (Pag 274.)

Tafel VIII.

Wilhelm Salomon: Die Adamellogruppe.

Tafel VIII.

Fig. 1. Rostbraune Lagergange im Triasmarmor des Zincone (2275 *m*).

M = Marmor. — *R* = Gange. — *T* = Tonalit. — *a* = Apophyse des höheren Lagerganges.

Vergl. pag. 292 des Textes.

Fig. 2. Plattung des Tonalites im Kamme des Monte Alta Guardia (2226 *m*).

Vergl. pag. 297 des Textes.

Beide Ansichten photographiert von S a l o m o n.



Fig. 1. (Pag. 292.)



Fig. 2 (Pag. 297.)



Gesellschafts-Buchdruckerei Brüder Hollinek, Wien III. Erdbergstraße [illegible]

Ausgegeben im November 1910.

Die Adamellogruppe,

ein alpines Zentralmassiv, und seine Bedeutung für die Gebirgsbildung und unsere Kenntnis von dem Mechanismus der Intrusionen.

Von

WILHELM SALOMON in Heidelberg.



II. Teil:

(Quartär. Intrusivgesteine.)

Mit 3 Lichtdrucktafeln (Nr. IX–XI) und 7 Zinkotypien im Text.

ABHANDLUNGEN DER K. K. GEOLOGISCHEN REICHSANSTALT. BAND XXI. HEFT 2.

Preis: 12 Kronen.

WIEN 1910.

Verlag der k. k. Geologischen Reichsanstalt.

In Kommission bei R. LECHNER (Wilh. MÜLLER)

k. u. k. Hof- und Universitäts-Buchhandlung



Ausgegeben im November 1910.

Die Adamellogruppe,

ein alpines Zentralmassiv, und seine Bedeutung für die Gebirgsbildung und unsere Kenntnis von dem Mechanismus der Intrusionen.

Von

WILHELM SALOMON in Heidelberg.



II. Teil:

(Quartär, Intrusivgesteine.)

Mit 3 Lichtdrucktafeln (Nr. IX—XI) und 7 Zinkotypien im Text.

ABHANDLUNGEN DER K. K. GEOLOGISCHEN REICHSANSTALT. BAND XXI, HEFT 2.

Preis: 12 Kronen.

WIEN 1910.

Verlag der k. k. Geologischen Reichsanstalt.

In Kommission bei R. LECHNER (Wilh. MÜLLER)

k. u. k. Hof- und Universitäts-Buchhandlung.



Inhaltsverzeichnis des zweiten Teiles.

Nachträge.

Verzeichnis der im zweiten Teile enthaltenen Abbildungen.

I. Tafeln hinter dem Text[1]).

II. Figuren im Text.

[1]) Im Text sind durch ein Versehen die Tafeln IX und X stets umgekehrt bezeichnet.

Die Adamellogruppe,

ein alpines Zentralmassiv, und seine Bedeutung für die Gebirgsbildung und unsere Kenntnis von dem Mechanismus der Intrusionen.

Von

Wilhelm Salomon in Heidelberg.

Teil II.[1]

(Quartär, Intrusivgesteine.)

Mit 3 Lichtdrucktafeln (Nr. IX—XI) und 7 Zinkotypien im Text.

E. Quartär.

Wie auf pag. 23—24 auseinandergesetzt, habe ich während mehr als der Hälfte meiner Aufnahmezeit die Absicht gehabt, eine völlig abgedeckte geologische Karte zu liefern. Unter diesen Umständen und bei den Zielen, die ich überhaupt bei den Aufnahmen verfolgte, habe ich die Kartierung der quartären Bildungen sehr vernachlässigt. Ich hebe daher auch an dieser Stelle hervor, daß meine kartographische Eintragung dieser Bildungen der schwächste und unzuverlässigste Teil der ganzen Arbeit sein dürfte.

Die Erforschung des Diluviums im Adamellogebiet hat eine lange Geschichte, über die man Pencks mittlerweile erschienene Beschreibung des Oglio- und Etschgletschers vergleichen wolle[2].

Große Verdienste um die Erforschung des Ogliogletschers erwarben sich namentlich G. de Mortillet, Stoppani, Varisco, Amighetti, Cozzaglio, Taramelli, Baltzer, Moebus, Salmojraghi und in neuerer Zeit Cacciamali, den Penck noch nicht zitiert[3]. Aber die meisten Feststellungen dieser Autoren beziehen sich auf die Region des Iseosees und nicht auf das Adamellogebiet selbst. Nur Cozzaglio und Moebus haben auch über dieses eine größere Anzahl von Angaben gemacht. Ich selbst habe 1890 und 1900 einige Beobachtungen über die Verbreitung von Moränen und Gletscherschliffen sowie über die Glazialerosionsformen (in der

[1]) Bei dem Umfang, den auch dieser zweite Teil angenommen hat, erschien es mir wünschenswert, die Abschnitte über die Tektonik des Massives und das Alter der Intrusionen mit einigen Nachträgen und den Registern als einen besonderen dritten Teil herauszugeben. Dieser wird aller Wahrscheinlichkeit nach in wenigen Monaten zum Drucke kommen können.

[2]) Penck und Brückner, Die Alpen im Eiszeitalter. Bd. III., Leipzig 1909, pag. 823—958. Die betreffenden Abschnitte erschienen schon April 1906, bezw. Juli 1907, bezw. April 1908.

[3]) G. B. Cacciamali: L'anfiteatro morenico Sebino. Commentari dell'Ateneo di Brescia. 1907, pag. 32—79.

Val d'Avio) mitgeteilt und in dem ersten Hefte dieser Arbeit eine große Anzahl von Feststellungen veröffentlicht. Im Jahre 1904 hat H. Hess in seinem Werke über „die Gletscher“ [1]) auf Grund der Literatur und vor allen Dingen der topographischen italiänischen Karten in 1 : 50.000 gerade den Ogliogletscher zum Gegenstande seiner Untersuchungen gemacht, ohne das Gebiet indessen selbst besuchen zu können. Ja, er hat auf seiner Karte IV versucht, die Entwicklung des Ogliogletschers durch die vier Eiszeiten hindurch bis zur Gegenwart kartographisch darzustellen. Da dieser Versuch mit der Hess'schen Trog-Hypothese steht und fällt, werde ich erst bei dem betreffenden Abschnitt darauf zurückkommen. Ich bemerke aber hier bereits, daß ich auch bei meinen letzten Revisionstouren (1904) das Hess'sche Buch noch nicht benützen konnte und somit leider nicht imstande war, an Ort und Stelle seine Darlegung nachzuprüfen.

Auch für den Sarca- und Chiesegletscher verweise ich auf Pencks Darstellung der älteren Literatur und hebe hier nur hervor, daß sich zahlreiche Männer besondere Verdienste um die Erforschung der beiden Gletscher erworben haben. Es sind vor allen Dingen: Trinker, Stoppani, Taramelli, G. de Mortillet, Lepsius, Vacek, Sacco, Cozzaglio, aber auch noch viele andere. Auch hier wurde indessen analog wie beim Ogliogletscher das Hauptinteresse meist der Gardaseeregion und nicht dem eigentlichen Adamellogebiet gewidmet.

Erst nach Vollendung des Manuskriptes zum ersten Hauptteil (pag. 26—307) meiner Arbeit wurde mir Pencks ausgezeichnete, bereits zitierte Schilderung zugänglich. Sie vereinigt eine große Anzahl in der Literatur zerstreuter sowie neuer Beobachtungen zu einem geschlossenen Gesamtbilde und beleuchtet auch die Hess'sche Darstellung bereits kritisch. Einige meiner im lokalen Teile veröffentlichten Beobachtungen hat Penck ebenfalls, aber natürlich ganz unabhängig von mir gemacht. Im übrigen bemerke ich, daß ich es im höchsten Maße bedauere, eine derartige zusammenfassende Darstellung nicht schon während meiner Begehungen zur Verfügung gehabt zu haben und überhaupt infolge meines ganzen Entwicklungsganges für das Diluvium erst in neuerer Zeit Interesse gewonnen zu haben. Ich habe infolge dieser beiden Mängel auf zahlreiche Erscheinungen überhaupt nicht oder zu spät geachtet, andere nicht sorgfältig genug studiert. Ich bekenne daher mit einer gewissen Beschämung, statt einer geschlossenen Darstellung im folgenden vielfach nur unzusammenhängende Notizen bieten zu können.

I. Diluvium.

1. Akkumulation während der Diluvialzeit.

a) Grundmoränen.

Diluviale Grundmoranen sind im Adamellogebiet in weiter Verbreitung erhalten und erreichen oft erhebliche Mächtigkeiten. Im lokalen Teile sind zahlreiche derartige Vorkommnisse beschrieben. Hier sei nur noch einmal auf einige besonders wichtige Punkte und auf die spärlichen Angaben bei Moebus (1901, pag. 16) hingewiesen.

Enorme Mächtigkeit und große Ausdehnung erreichen die vom Hauptalgletscher abgelagerten Grundmoränen im Zumellakessel oberhalb Paspardo und im Zusammenhang damit auf der Hochfläche, die sich südlich vom Tredenustal an die NW-Abdachung des Badile anschließt. Oberhalb Lognett findet sich, wie auf pag. 59 beschrieben ist, Grundmoräne des Haupttal-

[1]) Braunschweig bei Vieweg.

gletschers noch in 1640 *m* Höhe. Es ist das der höchste Punkt, von dem sie mir überhaupt im Ogliotale unterhalb Edolo bekannt ist.

Im Pogliatale und bei Saviore werden sehr beträchtliche Areale von Moränen bedeckt. Ebenfalls recht erhebliche Ausdehnung erreichen die alten Grundmoränen von Boscavegno bei Edolo, 300 *m* über dem Oglio. Ich habe sie bereits 1890 [1]) zusammen mit anderen Glazialerscheinungen beschrieben und auf die sonderbaren, durch Wassererosion in ihnen entstandenen Kämme hingewiesen. Eine meiner Photographien ist von Kayser in seinem Lehrbuch der Geologie reproduziert worden [2]).

Der ganze Kessel von Mola, 1000 *m* über dem Oglio bei Edolo, ist von ausgedehnten Grundmoränen bedeckt, deren Höhenlage, 1600—1700 *m* über dem Meere, Interesse verdient. Die Moränen und Rundhöckerformen längs des von Edolo zum Apricapasse führenden Tales deuten auf das Überströmen des Addagletschers in den Ogliobereich (pag. 126).

Ein ebenfalls bedeutendes Grundmoränengebiet ist der Tonalepaß mit der Nordflanke des obersten Vermigliotales. Hier verdient die Häufigkeit der Blöcke des nur auf der Südseite anstehenden Tonalites insofern Interesse, als sie zeigt, daß der Eisstrom vom Adamellogebiet her nach Norden gerichtet war und am Tonale wohl nach Osten und Westen abfloß. Ein Überströmen des Eises von der Vermiglio- nach der Oglioseite oder umgekehrt ist bisher wenigstens nicht nachgewiesen.

Das weitaus größte Grundmoränengebiet innerhalb der Adamellogruppe ist die N- und O-Flanke der NO-Ecke bei Dimaro. Dort sind sowohl im Nocetal wie im Gebiete des Meledrio und des Sarcaflusses unterhalb Campiglio auf weite Strecken die Gesteine des älteren Gebirges völlig verdeckt. Die Sulzberggesteine sind in großen Mengen südwärts transportiert; und zwar glaube ich Sulzberggesteine in solcher Zahl und Höhenlage bis auf die Hochfläche „Bocenago“ zwischen dem Campo-Carlo Magno bei Campiglio und dem obersten, O-gerichteten Meledriotal verfolgt zu haben, daß ich im Gegensatz zu Lepsius [3]) und Penck [4]) ein Überströmen des Sulzberggletschers in das obere Sarcagebiet annehme. (Vergl. pag. 148, 150, 151.)

Auf der Ostseite des Sarcatales enthält die dem Hange des Sabbione bis hoch hinauf angelagerte Grundmoräne massenhaft Tonalit und Tonalitgneis, obwohl beide Gesteine nur auf der Westseite des Tales anstehen (pag. 155 und Lepsius, pag. 146). Sehr ausgedehnte Moränen bedecken den Monte Pozzi westlich von Tione und verhüllen den Untergrund nördlich Roncone.

In der Val Battistella liegt Grundmoräne in mehr als 800 *m* Höhe über dem Haupttalniveau bei Creto.

In der Valbuona di Daone sind weite Flächen unterhalb der Malga (1746 *m*) von Grundmoräne bedeckt. (Niveau des Haupttales etwas über 900 *m*.)

Ausgedehnte Moränenbedeckung besitzt die Westabdachung des Monte Meliuo bei Prezzo.

Auf dem schmalen Kamme des Dosso del Termine konnte ich die Grundmoräne des Haupttalgletschers bis zu 1500 *m* Höhe nachweisen, während das Niveau des Haupttales dort (bei Cividate) auf etwa 300 *m* sinkt.

---

[1]) Pag 457, Moebus erwähnt sie auch. (1901, pag. 18.)

[2]) Vergl. auch pag. 113—114 dieser Arbeit.

[3]) Lepsius (1878, pag. 146) schrieb: „Die Wasserscheide von Madonna di Campiglio (5000') war auch für die Gletscher eine Scheide: jenseits floß der Nosgletscher zum Nonsberge ab.“

[4]) Bd. III, pag. 861.

58*

Auch unmittelbar nördlich von diesem Kamme, im Gebiete des Degnabaches, liegen gewaltige Grundmoränenmassen; und die Hochfläche von Nempläz ist ganz von Moränen bedeckt. Von Interesse ist die auf pag. 283 angeführte Beobachtung, daß in der Val delle Valli bis in weite Entfernung vom Haupttal und bis zu Höhen von 1075 *m* Moräne des Ogliogletschers mit kristallinen Schiefern, Pegmatit und Tonalit auftritt.

An mehreren Stellen des lokalen Teiles sind Moränenterrassen beschrieben; ich erinnere an die auf pag. 130 geschilderten Terrassen zu beiden Seiten der untersten Val Grande di Vezza und an die auf pag. 32 erwähnte, aber nicht an Ort und Stelle untersuchte Terrasse der Casa del Dosso gegenüber Bienno. Bei der letzteren wäre es natürlich sehr wohl möglich, daß das Material nicht aus Moräne, sondern aus Schottern bestünde.

Soviel über die Grundmoränen im Adamellogebiet. Bei dieser Gelegenheit möchte ich aber auch hervorheben, daß ich, wie auf pag. 127 beschrieben, zwischen der großen Kehre der Belvederestraße (Veltlin) und Trivigno Moräne des Addagletschers bis zu 1380 *m* Meereshöhe beobachtet habe. Da der benachbarte Apricapaß nur 1181 *m* hoch ist, so ist das eine neue Bestätigung für die längst bekannte Tatsache, daß der Addagletscher über den Apricapaß hinweg mit dem Ogliogletscher in Verbindung trat [1]).

Es ist mir unmöglich gewesen, an den in sehr verschiedenen Höhenlagen über den Haupttälern erhaltenen Grundmoränen des Adamellogebietes und seiner Umgebungen irgendwelche Merkmale [2]) zu finden, die auf Altersunterschiede deuteten und somit als Stütze für die Hess'sche Auffassung der Taltröge dienen könnten. Doch habe ich früher zu wenig darauf geachtet, als daß mein negativer Befund von größerer Bedeutung wäre.

Dagegen will es mir scheinen, als ob der meiner Meinung nach noch während der letzten Eiszeit erfolgte Transport von Veltliner Gesteinen ins Ogliotal, von Sulzberggesteinen ins Sarcatal schwer mit Hessens Vorstellung von der Bildung der Taltröge vereinbar ist. Dimaro liegt 766 *m* über dem Meere, die Paßhöhe bei Campiglio 1648 *m* hoch. Die Differenz beträgt also rund 900 *m*. Das Niveau der alluvialen Adda-Aue ist bei Tresenda 377 *m*, die Höhe des Apricapasses 1181 *m*. Differenz 800 *m*. Die Gletscher der Würmeiszeit mußten also, um imstande gewesen zu sein, die beiden Pässe zu überschreiten, wesentlich mächtiger als 900, beziehungsweise 800 *m* gewesen sein; oder meine Auffassung der betreffenden Moränen als Würmmoränen muß falsch sein. Ist sie aber richtig, so ist sie nicht mit der von Hess angenommenen Bildung der Taltröge vereinbar. Denn Hess sagt auf pag. 365: „Wir können die Schaffung der vier Tröge nicht Gletschern zuschreiben, welche die Täler von unten bis oben erfüllten, sondern müssen annehmen, vier Gletscher von stellenweise 300 bis 500 *m* Dicke haben nacheinander ihr Bett derartig bearbeitet" usw.

Ein 500 *m* dicker Gletscher hätte weder den Apricapaß noch den Campo di Carlo Magno bei Campiglio überschreiten können.

b) Stirnmoränen. Ufermoränen, Erratische Blöcke [3]).

Die großen diluvialen Stirnmoränen des Oglio-, Sarca- und Chiesegletschers liegen außerhalb der Adamellogruppe. Doch sind in dieser eine Anzahl von unbedeutenden Stirnmoränen erhalten, die den von Penck und Brückner beschriebenen Rückzugsstadien (Bühl, Gschnitz, Daun),

[1]) Man vergl. z. B. Cozzaglio's: Paesaggi di Valcamonica. (Brescia, 1895) pag. 171—172.

[2]) Etwa in der Stärke der Verwitterung.

[3]) Vergl. hier auch einige Angaben bei Moebus (1901, pag. 18).

beziehungsweise den zwischen diesen liegenden Schwankungen entsprechen. Was ich davon beobachtet und notiert habe, ist im lokalen Teile aufgeführt und sei hier nur kurz zum Vergleiche mit Pencks Darstellung erwähnt. Wohl die schönste Stirnmoräne dieser Art ist der auf pag. 131 beschriebene, auch auf G deutlich hervortretende Wall von Ponte di Legno. Penck (pag. 838) beobachtete ihn ebenfalls, führt ihn auf den Narcanellogletscher zurück und rechnet ihn zum Gschnitzstadium.

Auf pag 142 ist die alte Stirnmoräne von Volpaja im Vermigliotal und die alte Seitenmoräne von Velòn angeführt. Die erstere wird von Penck auf pag. 939 erwähnt, der Val Stavèl, und zwar dem Gschnitzstadium zugewiesen. Fraglich ist die Deutung des Grundmoränenhügels bei Bondo (pag. 177). Dagegen dürfte es sich bei dem auf pag. 184 beschriebenen Querwall in der Val d'Arnò um eine Stirnmoräne handeln.

Zweifellos gehören in dieselbe Kategorie auch die Moränen auf dem Muschelkalkriegel oberhalb Malga Bondolo und der talabwärts auf einen alten Seeboden folgende Riegel im Gelotal (pag. 256). Beide könnten ihrer Höhenlage nach bereits dem Daunstadium entsprechen. Vielleicht gehört zu einem Gletscher dieses Stadiums auch die auf pag. 292 erwähnte Lokalmoräne bei Campedelli.

Aufmerksam machen möchte ich bei dieser Gelegenheit auch auf den von Lepsius (pag. 146) beschriebenen Stirnmoränenwall bei Bedole in der Val di Genova, über den ich keine Aufzeichnungen habe und den Penck auch nicht erwähnt[1]).

An mehreren Stellen der Adamellogruppe finden sich in weiter Entfernung von den heutigen Gletschern, in erheblicher Höhe über dem Talboden und vielfach auf nichttonalitischem Untergrunde Anhäufungen von Tonalitblöcken. Sie sind zum Teil früher als Verwitterungsblöcke im Untergrunde anstehender Tonalitapophysen gedeutet worden (vergl. pag. 174). In Wirklichkeit dürfte es sich hier wohl meist, wenn nicht immer, um alte Ufermoränen der diluvialen Vergletscherungen handeln. Ich hebe hier nur die Vorkommnisse von Val di Breguzzo (pag. 174), Val San Valentino (pag. 168), Garda-Rino (pag. 99) und Loguett (pag. 59) hervor.

Über erratische Blöcke habe ich keine bemerkenswerten Beobachtungen gemacht. Einzelne Angaben sind im lokalen Teil (z. B. pag. 204) enthalten. Ich hebe aber hervor, daß Moebus' Beobachtung eines erratischen Blockes von „Adamellogranit“ am Monte Mesullo auf der linken Talseite nichts beweist, da der ganze Berg bis zu viel größeren Tiefen als der Fundort (1700 *m*) aus Tonalit besteht.

Wichtig ist dagegen Moebus' analoge Beobachtung von Marmor als erratischer Block auf der rechten Oglioseite am Monte Mignone in 1700 *m* Höhe und Cozzaglio's auf pag. 126, Fußnote 3 zitierte Beobachtung eines erratischen Blockes bei Corteno.

c) Verfestigte Moränen.

Ich habe keine Anzeichen dafür angetroffen, daß die stellenweise beobachteten verfestigten Grundmoränen andere Entstehung oder anderes Alter haben sollten als die lockeren. Ich möchte daher wenigstens bis auf weiteres glauben, daß die Verfestigung lediglich auf dem Auftreten kalkabsetzender Quellen oder Sickergewässer beruht und keine größere Bedeutung beansprucht. Ver-

---

[1]) In einer mir jetzt zugehenden Rektoratsrede (Il paesaggio Lombardo, Pavia 1909, pag. 11) erwähnt Taramelli Rückzugsmoränen in der Nähe von Malonno in der Val Camonica. Ich habe leider keine Aufzeichnungen darüber und besinne mich auch nicht mehr auf Einzelheiten.

festigte Diluvialkonglomerate, zum Teil allerdings vielleicht alte Flußschotter, sind in dem lokalen Teile für eine größere Reihe von Punkten aufgeführt. Ich erinnere hier an das Dezzotal oberhalb Angolo (pag. 37), an den unteren Weg von Braone in die Val Pallobia (pag. 46 und 49), an die etwas gebankte, verfestigte Moräne von Niardo (pag. 49), an die Konglomerate der Val Bondone (pag. 185) und die verfestigte Moräne bei der Malga del Gelo (pag. 256).

d) Talverlegung durch Moränenverstopfung.

Auf pag. 27 ist gezeigt worden, daß der Ort Breno in einer alten Oglioschlucht liegt, die aller Wahrscheinlichkeit nach durch Grundmoräne verstopft und darum von dem subglazialen Flusse verlassen wurde.

Auf pag. 34 und 283 ist nachgewiesen, daß der Degnabach bei der Santella di Degna ursprünglich nordwestlich in dem jetzigen Tälchen von Pillo direkt zum Oglio floß. Die Aufhäufung gewaltiger Grundmoränenmassen, die heute noch einen zusammenhängenden Querriegel vom Cerreto nach Astrio bilden, zwang ihn fast rechtwinklig nach SW umzubiegen. Da die neue Talfurche im Zellenkalk verläuft, so dürfte dessen leichte Auflösbarkeit mit dazu beigetragen haben, den Vorgang zu erleichtern.

e) Drums.

Moebus (1901, pag. 19) zitiert bei Bienno eine „Perlenschnur von 10 Drums, jedes zirka 100 *m* über der Talsohle, in einem Abstand von 100—150 *m* voneinander, mit sandiger Grundmoräne bedeckt und bewachsen". Offenbar versteht er aber, wie schon auf pag. 32, Fußnote 1 erläutert, im Gegensatz zu der üblichen Definition, unter Drums freistehende, mit dünnem Moränenüberzug versehene Rundhöcker, deren Kern von festem Fels gebildet wird. Ich kann daher weder die wesentlich aus Muschelkalk bestehenden Hügel von Bienno noch die wesentlich aus Edoloschiefern zusammengesetzten „Drums" bei Edolo als solche anerkennen und habe in der ganzen Adamellogruppe meiner Erinnerung nach keine echten Drums gesehen.

f) Schotter.

Auf pag. 122 unten ist eine Beobachtung zitiert, die möglicherweise auf die Erhaltung diluvialer Schotter verweist. Die betreffende Ablagerung würde auf dem Boden eines Trogtales, hoch über der post-, beziehungsweise subglazialen Oglioschlucht liegen.

Ich kann es ferner nicht ausschließen, daß unter den vorher aufgeführten verfestigten „Moränen" an vereinzelten Stellen Schotter aus Versehen mitaufgeführt seien. Doch reichen meine zum Teil schon sehr alten Notizen nicht aus, um das jetzt nachträglich, wie ich möchte, festzustellen.

Bei dem auf pag. 173 erwähnten und als diluvial bezeichneten Aufschüttungsplateau von Tione bin ich der Altersbestimmung nicht sicher. Vacek (vergl. Fußnote auf pag. 173) beschreibt es genauer und faßt es als Rest eines alten Seebodens auf.

g) Schuttkegel und Bergstürze.

Ich habe nicht die Überzeugung gewinnen können, daß die von mir untersuchten Schuttkegel und Bergstürze diluvialen Alters seien, will aber die Möglichkeit, daß einzelne Vorkommnisse so alt seien, nicht ausschließen. So ist zum Beispiel die auf pag. 196 angeführte Breccie von Praso vielleicht eine solche Ausnahme; und auch bei der auf pag. 38 erwähnten, aber nicht genauer untersuchten Terrasse von Erbanno sprechen einige Erwägungen für ein diluviales Alter.

2. Glazialerosion.

Im Jahre 1900 hatte ich einen Streifzug in das mir interessant gewordene Gebiet der Glazialerosion unternommen [1]) und dabei einige Gesichtspunkte herausgegriffen, die mir gerade auf Grund meiner Beobachtungen im Adamello besonders wichtig vorkamen. Ich hatte damals gehofft, im Rahmen der jetzt erscheinenden Monographie die Frage der Gletschererosion eingehend behandeln zu können. Es hindert mich aber jetzt mancherlei daran, diesen Plan auszuführen. Vor allen Dingen ist die schon damals außerordentlich umfangreiche Literatur über Gletschererosion mittlerweile dermaßen angeschwollen, daß eine auch nur einigermaßen gründliche Würdigung der wichtigeren Arbeiten weit mehr Zeit und Raum beanspruchen würde, als ich zur Verfügung habe. Dann würde eine gründliche und erschöpfende Behandlung der Frage eine reiche Ausstattung des Textes mit Bildern erfordern, wie ich sie mir versagen muß, nachdem die Direktion der k. k. geolog. Reichsanstalt schon für die Ausstattung des ersten Heftes sehr erhebliche Mittel aufgewandt hat. Unter diesen Umständen will ich auch an dieser Stelle nur wieder einige besonders wichtige Punkte behandeln und bitte es von vornherein zu entschuldigen, wenn ich von den zahlreichen bedeutenden Arbeiten der älteren und neueren Zeit nur einige wenige bespreche, beziehungsweise zitiere. Im übrigen findet man wenigstens die ältere Literatur bei Penck [2]) und A. v. Böhm [3]) genau zusammengestellt und zum Teil eingehend besprochen. Ebenso sind die allermeisten Gründe, welche die Gegner der Annahme kräftiger Gletschererosion vorzubringen pflegen, in den zitierten Werken erörtert und meiner Ansicht nach zutreffend widerlegt. Insbesondere ist es A. v. Böhm in seinem ersten zitierten Werk meiner Meinung nach vorzüglich gelungen, die Bedeutungslosigkeit der immer wieder gegen die Gletschererosion erhobenen Einwände zu erweisen. Aber auch in der neuen großen Monographie Pencks und Brückners [4]), in den Darstellungen Eduard Richters [5]), in Arbeiten von Hess [6]), Davis [7]), E. de Martonne und anderen Autoren sowie in meiner zitierten kleinen Arbeit ist ein so erdrückendes Material zugunsten der Glazialerosion vorgebracht, daß es eigentlich erstaunlich ist, daß die Antiglazialisten zum Teil noch immer in der Diskussion die alten, längst widerlegten Argumente ins Feld führen. Wer also Literatur über diese Fragen sucht, den verweise ich auf die genannten Arbeiten mit ihren ausführlichen Zusammenstellungen und zitiere und erörtere hier nur diejenigen Ausführungen, die mir im Rahmen meiner Besprechung ganz besonders wichtig erscheinen.

In dieser will ich von drei verschiedenen Gesichtspunkten ausgehen und möglichst getrennt die folgenden drei Fragen behandeln:

1. Ist die Gletschererosion ein bedeutender Faktor in der Gestaltung der Gebirgsformen?
2. Wie ist der Mechanismus der Gletschererosion aufzufassen?

---

[1]) Salomon, 1900, I., pag. 117 und f.

[2]) Die Vergletscherung der deutschen Alpen. Leipzig 1882, pag. 368—411.

[3]) Die alten Gletscher der Enns und Steyr. Jahrb. d. k. k. geolog. R.-A., 1885, 35. Bd., pag. 429—612. — Geschichte der Moränenkunde. Wien 1901, pag. 15—16, 51—52 und an vielen anderen auf pag. 315 des betreffenden Werkes angeführten Stellen.

[4]) Die Alpen im Eiszeitalter. Leipzig 1909.

[5]) Besonders „Geomorphologische Untersuchungen in den Hochalpen". Ergänzungsheft 132, von Petermanns Mitteil. Gotha 1900.

[6]) Die Gletscher. Braunschweig 1904

[7]) Glacial Erosion in the Valley of the Ticino. Appalachia IX. 2. März 1900, pag. 136—156 und: The Sculpture of Mountains by glaciers. Scottish Geograph. Magaz. Februar 1906.

3. Welches sind die glazialen Formen der Adamellogruppe und in welcher Beziehung stehen sie zu den bei der Behandlung der zweiten Frage unterschiedenen Typen der Gletschererosion?

Erste Frage.

a) Ist die Gletschererosion ein bedeutender Faktor in der Gestaltung der Gebirgsformen?

Wie ich auf pag. 252 angegeben habe, betrat ich die Adamellogruppe und beging sie viele Jahre lang als ein ausgesprochener Gegner der Glazialerosion. Ich huldigte den Anschauungen, die Heim in seiner ja in vielen Beziehungen vorzüglichen Gletscherkunde vertrat, die Rothpletz in seinen lehrreichen Vorlesungen, auf seinen Unterrichtsausflügen und in seinen Spezialarbeiten verfocht, die Lepsius erst in allerneuester Zeit wieder zum Ausdruck gebracht hat. Jeden einzelnen See zum Beispiel behandelte ich, wie das die Antiglazialisten zu tun pflegen, als ein Einzelphänomen, rechnete mit der Möglichkeit besonderer Verwerfungen, lokaler Falten, des Einsinkens der bergwärts gelegenen Talstücke, chemischer Erosion usf. Aber in vielen Fällen versagten alle diese Erklärungsversuche. Ich sah den ganz in den Tonalit eingesenkten Lago della Vacca (pag. 252) mit seinem Rundhöckerriegel und „seinen zahlreichen unregelmäßig geformten und verteilten, aber gleichfalls glazialabgeschliffenen Inselchen". Ich bemühte mich vergebens, im oberen Cadinotal (pag. 273—274) ein Flußsystem herauszufinden, dem man die Skulpierung der „weiten plateauartigen Flächen mit zahllosen unbedeutenden Felsbuckeln und Becken" zuschreiben könnte. Immer von neuem lernte ich Felsbecken kennen, die in kalkarme Silikatgesteine eingesenkt talabwärts von Rundhöckern begrenzt waren. Ich sah in einigen Tälern ganze Reihen von Seebecken, wie die Perlen einer Perlenschnur, hintereinander in denselben Tonalit eingebettet. Und wo ich die Alpen oder ehemals vergletscherte Mittelgebirge betrat, da stellten sich die von den Glazialisten als Charakteristika der Glazialerosion angesehenen Formen ein. (Tirol, Schweiz, Schwarzwald, Vogesen usf.) Kam ich aber in Gebirge, die der Vereisung entgangen waren, wie das rheinische Schiefergebirge, der Odenwald und andere, da fehlten diese Formen. Und so drängte sich mir mehr und mehr die Überzeugung auf, daß das Problem der Glazialerosion unbeschadet der stets wichtigen Prüfung der Einzelindividuen von Seen, Karen, Fjorden usw. nur durch vergleichend morphologische, über große Gebiete gemeinsam ausgedehnte Formuntersuchung gelöst werden kann. So wurde ich vom Saulus zum Paulus, das heißt zum begeisterten Anhänger einer von anderen lange vor mir vertretenen, früher von mir für verfehlt gehaltenen und noch jetzt von manchen verspotteten Theorie[1]).

Das früher von mir für fast unlösbar gehaltene Problem der Seenbildung hatte mich auf Schritt und Tritt zu Annahmen genötigt, die wohl im einzelnen Falle möglich erschienen, in der Gesamtheit der Fälle aber aufs höchste gesucht waren. Im selben Tale mußten für jeden einzelnen See neue Hypothesen aufgestellt werden; benachbarte Täler aber unterschieden sich immer wieder in unerklärlicher Weise. Mit der Annahme einer kräftigen, selektiven Glazialerosion verschwanden nicht nur alle Schwierigkeiten, sondern das Problem der Seebildung rückte in eine Reihe mit dem der Stufen-, der Terrassen-, der Kar-, Fjord-, Hängetalbildung, Übertiefung, kurz aller der von uns Glazialisten als charakteristisch für Glazialerosion angesehenen Formen.

---

[1]) Auf Wunsch stelle ich eine Blütenlese von gedruckt zu lesenden Ausdrücken zur Verfügung, die man wohl nur als Spott bezeichnen kann. Aber das ist eben das Merkwürdige bei der Glazialerosion, daß hier die Gegner besonders oft zu einer in der wissenschaftlichen Diskussion besser zu meidenden, wenn auch wohl nur der Hitze des Gefechtes zuzuschreibenden Ausdrucksweise greifen.

Im Rheinischen Schiefergebirge, am Rhein selbst, an der Mosel und in allen größeren Tälern, münden, von verschwindend seltenen, lokal bedingten Ausnahmen abgesehen, die Seitentäler im Niveau des Haupttales. Ihr Querschnitt ist ein \/, wenn auch in Seitenerosions- oder Akkumulationsstrecken mit abgeschnittener Spitze __/. In den Alpen dagegen muß man fast immer, um vom Haupttal zum Nebental zu gelangen, auf steilem Zickzackpfade, dem sogenannten „Schinder", neben einem Wasserfalle oder einer unzugänglichen Erosionsschlucht, der Ausgleichungsschlucht[1]), in die Höhe steigen, um den Talboden des Hängetales zu erreichen. Ich will nun gewiß nicht leugnen, daß die geistvollen Auseinandersetzungen Kilians[2]) und Brunhes[3]) für manche besondere Fälle eine zureichende Erklärung bieten mögen, kann aber dennoch nicht umhin, der stärkeren Gletschererosion im Haupttale die normale und Hauptrolle bei der Übertiefung zuzuschreiben[4]). Wer aber überhaupt den Zusammenhang zwischen Vergletscherung und Talübertiefung, Seebildung, Kar-, Stufen-, Fjorderzeugung leugnet, den lade ich hiermit ein, mit mir zusammen das Rheinische Schiefergebirge zu bereisen und mir dort den glazialen Formenschatz zu zeigen. Wenn er das vermag, will ich gern wieder Antiglazialist werden. Dabei bestreite ich nicht, daß lokal einmal durch tektonische oder andere Vorgänge die eine oder andere Form nachgeahmt werden kann, wie das Blanckenhorn neulich an einem sehr typischen Beispiel gezeigt hat[5]). Auch gebe ich gern zu, daß karähnliche Talschlüsse in der Sächsischen Schweiz und in Wüstengebieten auftreten. Aber die Gesamtheit der echten Glazialformen findet man nur in den Gebieten vereinigt, die wirklich eine ausgesprochene Vergletscherung besessen haben[6]). Sobald man das aber einmal anerkennt, wird man die den Titel dieses Abschnittes bildende Frage nach der Bedeutung der Gletschererosion unbedingt bejahen müssen.

Zweite Frage.

b) Wie ist der Mechanismus der Gletschererosion aufzufassen, das heißt wie sind die mechanischen Vorgänge bei der Gletschererosion zu deuten?

Mit diesem Gegenstande beschäftigte sich meine kleine vorher zitierte Arbeit ziemlich eingehend. Ich stellte in ihr die folgenden vier Unterfragen auf:

[1]) Gorge de raccordement bei E. de Martonne, „Excursion géographique dans les Alpes du Dauphiné." Bull. de la Soc. de Géographie de Lyon. 1909, Nr. 1, Planche III.

[2]) W. Kilian, Note sur le surcreusement des vallées alpines. Bull. Soc. géol. de France. Compte-Rendu sommaire. (3.) 1900, pag. 160. Quelques réflexions sur l'erosion glaciaire et la formation des terrasses. Comptes rendus de l'association française pour l'Avancement des Sciences. Lyon 1906, pag. 1206. Sur les vallées glaciaires. Ebenda. Clermont-Ferrand, 1908, pag. 439.

[3]) J. Brunhes, Erosion fluviale et érosion glaciaire: Révue de Géogr. Annuelle. I., 1906/07, pag. 281 bis 308. Paris.

[4]) Zu demselben Ergebnis kommt jetzt auch Tarr in Alaska auf Grund eingehender Diskussion aller bekannten Hypothesen („Glazialerosion in Alaska" zitiert nach dem geolog. Zentralblatt. 10., pag. 29—30.), während sich 1903 ein guter Kenner der Ostalpen, Frech, für die Anwendung der Kilian'schen Hypothese auf Tirol aussprach. (Zeitschrift d. D. u. Ö. Alpenvereins. 1903. Bd. XXXIV, pag. 20—23.)

[5]) Monatsber. d. Deutsch. geol. Ges. 1909, pag. 134—135. Der Graben des Jordantales und Toten Meeres ist im Verhältnis zu den Seitentälern übertieft, weil der Einbruch so jung und tief ist, daß die Seitenbäche die Gefällsstufe am Rande noch nicht auszugleichen vermocht haben.

[6]) Was besagen dieser Tatsache gegenüber vereinzelte negative Beobachtungen an rezenten Gletschern, selbst wenn sie von so verdienten Forschern herrühren wie Vallot? (Vergl. Ann. de l'Observ. Meteorol., Phys. et Glac. du Mont Blanc, Bd. III, Paris 1898, zitiert nach Virgilio.)

1. Kann das Gletschereis als solches den Untergrund mechanisch erheblich abnützen?

2. Kann das Gletschereis durch die an seiner Unterfläche befindlichen, zum Teil im Eise gefaßten, zum Teil daraus hervorragenden Geschiebe in stärkerem Maße erodieren?

3. Kann es durch die nach Ansicht einiger Forscher längs seiner unteren Fläche vorwärts gequetschte Grundmoräne in stärkerem Maße erodieren?

4. Ist Verwitterung am Grunde der Gletscher möglich oder nicht, und wenn möglich, beträchtlich oder gering?" (L. c. pag. 121.)

Die ersten beiden Unterfragen verneinte ich, berücksichtigte aber damals noch nicht A. von Böhms vortreffliche Ausführungen über denselben Gegenstand auf pag. 549—551 (l. c.). Nach deren Kenntnisnahme würde ich zwar auch jetzt noch nicht an eine sehr erhebliche Abnützung und Erosion des Felsuntergrundes durch das Eis selbst und die von ihm „gefaßten" Gesteinsstücke glauben, gebe aber zu, daß sie an der später zu besprechenden „schleifenden" Gletschererosion einen größeren Anteil haben mögen, als ich damals annahm. Hinsichtlich der dritten Frage kam ich zu dem Ergebnis, daß „bei einem derartigen Vorgange nicht unerhebliche Wirkungen auf den Untergrund ausgeübt werden". Dieser „muß allmählich, wenn auch nicht gleichmäßig, Millimeter um Millimeter abgeschrammt, abgehobelt werden". Dabei hob ich gleichfalls als eine mechanische Wirkung der Vorwärtspressung des Grundmoränenmaterials das direkte Ausbrechen und Absplittern von größeren Blöcken aus einem unebenen Untergrunde hervor. Ich zitierte als Beispiele dafür Beobachtungen von Baltzer, Penck und Koken und schloß: „Doch sind das immerhin exzeptionelle Erscheinungen. Und so möchte ich auch dieser erodierenden Wirkung der Gletscher, obwohl ich sie von den drei bisher besprochenen Faktoren für den weitaus stärksten halte, nicht die Auskolkung von Becken, Karen und Fjordtälern zuschreiben. Freilich muß ich zugeben, daß dieser Standpunkt ein persönlicher und ein Streit über das Quantitative dieser Art von Glazialeresion wohl möglich ist."

Bei den drei bisher geschilderten Arten der Abnützung des Untergrundes muß man bereits die schleifende von der splitternden Erosion unterscheiden. Die letztere ist, wie ich aus A. von Böhms Moränenkunde ersehe, zuerst wohl 1842 von Simony, später, 1851, von Hogard erkannt worden. Der bei A. von Böhm (pag. 105) zitierte Wortlaut zeigt deutlich, daß Simony ebenso wie später Hogard, Lorange[1]), Baltzer und Penck dabei an reine mechanische Wirkungen des Gletscherdruckes dachten. Von dieser aber ist auf das schärfste die in der Beantwortung meiner vierten Unterfrage hervorgehobene Gesteinszerstörung unter dem Gletscher durch Frostsprengung zu unterscheiden. Diese ist nach meiner Anschauung der weitaus wichtigste Faktor von allen. Mechanisch leistet dabei der Gletscher als solcher nur die Arbeit des Abhebens und Transportes der durch den Frost abgesprengten Platten und Blöcke. Bei der Wichtigkeit, die ich diesem Faktor der Gletschererosion zuschreibe, will ich das Thema etwas eingehender behandeln und muß daher einige Ausführungen meiner früheren Untersuchung hier kurz wiederholen. Wer sie aber genauer kennen lernen will, den muß ich auf das Original verweisen.

Heim hatte in seiner Gletscherkunde angenommen, daß bei einigermaßen dicken Gletschern der tiefste Teil der Eisschicht dauernd 0°, der Untergrund stets etwas über 0° sei. Daher sei dort eine Verwitterung durch Spaltenfrost unmöglich. Erst Finsterwalder und Blümeke, Forel und Hagenbach zeigten, daß diese Annahme falsch ist, und daß auch die direkte Beobachtung Temperaturen der unteren Gletschereislagen von weniger als 0° nachweist. Der Schmelzpunkt des

[1]) Zitiert nach E. Richter, Hochalpen, pag. 7.

Eises sinkt eben mit jeder Atmosphäre Überdruck um 0·0075° unter 0°. Das Eis hat also in der Berührung mit dem Untergrund seine Schmelztemperatur; aber diese ist ebenso wie die Temperatur des Gesteines, stets je nach der Druckstärke niedriger als 0°. Sobald der Druck an irgend einer Stelle des Gletschergrundes um einen noch so kleinen Betrag vermindert wird, steigt der Schmelzpunkt, und das vorher bei dieser Temperatur flüssige Schmelzwasser gefriert. Sobald der Druck wieder zunimmt, muß es von neuem schmelzen. Daraus folgt, daß an jeder Stelle des Gletscheruntergrundes, wo Druckschwankungen stattfinden, Spaltenfrost in regelmäßigem Wechsel eintritt. Finsterwalder und Blümcke haben diesen Vorgang sogar experimentell nachgemacht und gezeigt, was übrigens von vornherein gar nicht bezweifelt werden konnte, daß dieser Druckverminderungsfrost genau dieselben Wirkungen an den Gesteinen hervorbringt wie der Wärmeverminderungsfrost. Ich wies nun darauf hin, daß die ganze geologische Bedeutung des Vorganges erst verständlich wird, wenn man nicht bloß die auch im Gletscheruntergrunde bereits vorhandenen Spalten berücksichtigt, sondern auch die von mir als „Klüftbarkeit" bezeichnete Eigentümlichkeit der meisten Gesteine. Ich suchte zu zeigen, daß je nach ihrer Ausbildung, und vor allen Dingen je nach der Lage der vorhandenen und der infolge der Klüftbarkeit neu entstehenden Spalten zur Gesteinsoberfläche, die Loslösung und Abhebung der Absonderungsstücke sehr verschieden leicht vonstatten gehen muß. Daraus allein ergibt sich schon, daß die Zerstörung des Untergrundes an verschiedenen Stellen ungleich rasch eintreten wird. Da nun aber außerdem gar nicht alle Stellen eines Gletschers Druckschwankungen aufweisen, sondern bestimmte sehr viel, andere wenig, wieder andere gar nicht und da diese Stellen in verschiedenartigster Weise mit den durch die Klüftung leichter zerstörbaren Untergrundstellen gekuppelt sein können, so ergibt sich eine ausgeprägte Selektion der Gletschererosion. Das aber ist es gerade, was die morphologische Betrachtung alter Gletscherbetten von einer Glazialerosionstheorie verlangen muß. Denn das Hauptcharakteristikum alter Gletscherböden ist der unregelmäßige und meiner Ansicht nach bei jedem anderen Erklärungsversuch unerklärliche Wechsel von Becken, Riegeln, Stufen und Stellen mit normalem Gefällverlaufe.

Sehen wir nun, wie meine Hypothese aufgenommen wurde. Vor allen Dingen habe ich dabei darauf hinzuweisen, daß schon vor mir von zwei Seiten der Spaltenfrost unter dem Eise mit in Rechnung gezogen wurde. Martin Barry sagte, wie ich A. v. Böhms Moränenkunde (pag. 67) entnehme, schon 1836: „A little water from the surface of the glacier finds its way in the daytime into the crevices of these rocks, and in the night irresistibly expanding into ice, loosens them, so that they must eventually yield. Glaciers thus widen their ravines, by taking from their sides." Man sieht, daß Barry weit davon entfernt war, die Druckschwankung als Ursache des Spaltenfrostes anzusehen. Ja, man muß wohl annehmen, daß Schmelzwasser der Gletscheroberfläche nur in den seltensten Fällen in dem Gletscheruntergrunde zum Gefrieren kommen wird.

Durch meinen verehrten Kollegen Prof. Gagel in Berlin bin ich neuerdings auf eine sehr lesenswerte Arbeit J. Martins aufmerksam gemacht worden: „Zur Frage der Entstehung der Felsbecken." (34. Jahresbericht des naturw. Vereines zu Bremen, 1899, pag. 407—417.)

In dieser Arbeit wird vor allen Dingen gezeigt, daß die Gletscher gelegentlich imstande sind, ihre Grundmoränen mechanisch in Gesteinsspalten hineinzupressen; und es wird mit Recht diesem Vorgang eine große Bedeutung beigelegt. Doch scheint mir aus der ganzen Darstellung hervorzugehen, daß der Autor die Einpressung der Moräne als eine rein mechanische Wirkung der Pressung auffaßte, demnach als einen Vorgang, wie ich ihn in der dritten Unterfrage behandelt habe. Ganz am Schlusse aber, auf Seite 414, heißt es schließlich wörtlich: „Überdies darf es zum mindesten als

59*

wahrscheinlich betrachtet werden, daß unter der Eisdecke an Stellen, wo infolge größerer Druckdifferenzen das die Gesteinsspalten erfüllende Wasser abwechselnd friert und wieder auftaut, eine regelrechte Verwitterung stattfindet.“ Dabei wird dieselbe Arbeit von Finsterwalder und Blümcke zitiert, die auch für mich der Ausgangspunkt meiner Betrachtungen war. Man sieht, daß Martin, wenn auch nur nebenher, denselben Vorgang zur Erklärung heranzieht, der mir der Hauptfaktor bei der Gesteinszerstörung unter den Gletschern zu sein scheint.

Bei dieser Gelegenheit möchte ich auch darauf hinweisen, daß schon Reyer und Finkelstein in der Adamellogruppe erkannt und betont hatten, daß die Art der Klüftung und die Lage der Klüfte in den Gesteinen die Glazialerosion wesentlich beeinflussen. Finkelstein (1899, pag. 312) schrieb: „Es liegt nahe, die Entstehung so ungewöhnlicher Formen (sc. der Kare) mit der Wirkung des Ausfeilens durch frühere Hochferner in Verbindung zu bringen. . . . . Die dem Tonalit eigene Art der Zerklüftung und Bankung ist dabei wohl als wichtiger Faktor mitzuberücksichtigen.“

Reyer (1881, pag. 426) sagte sogar: „Im Gebiete des Kessels aber hat die flach verlaufende Klüftung der Gesteinsmassen den Firnmassen vergangener Zeiten es möglich gemacht, weite Amphitheater zu schaffen; Block für Block und Bank für Bank wurde gelockert, gehoben, geschoben und ins Tal befördert. So wurden schließlich jene weiten zirkusartigen Flächen, jene steinernen Meere geschaffen, welche diesem Hochgebirge ein so eigenartiges Gepräge verleihen.“

Hornstein, auf den ich durch Brückners Angabe (pag. 620) aufmerksam wurde, hat für das Haslital analoge, mir wichtig erscheinende Beobachtungen gemacht. Er sah dort, daß die „Absonderungsflächen annähernd den gerundeten Oberflächen (sc. der Rundhöcker) parallel laufen und daß diese letzteren sich auch als Absonderungsflächen dadurch zu erkennen geben. Es ist wohl anzunehmen, daß vielfach die Flächen durch den Gletscher nachgeschliffen sind, ja sogar vielleicht, daß der Gletscher bei Vorhandensein von Quersprüngen Absonderungsscherben weggeschoben und mitfortgeführt hat“. (Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges., 1883, Bd. XXXV, pag. 647). Freilich deutete Hornstein damals diese Beobachtungen ganz anders, als ich es tue. Aber aus seiner Schilderung geht hervor, daß es sich um wirkliche Absonderungserscheinungen handelt und nicht etwa bloß um oberflächliche Abschälung durch Verwitterung. Und so sind seine Beobachtungen ebenso wie die zitierten von Reyer und Finkelstein Wasser auf meine Mühle, weil sie den deutlichen Zusammenhang zwischen der Gletschererosion und der Klüftung, beziehungsweise Klüftbarkeit der Gesteine zeigen. Eine Deutung in dem Sinne, wie ich sie für diesen Zusammenhang zu geben versuchte, fehlt aber natürlich bei diesen, Finsterwalders und Blümckes klassischen Experimenten vorausgehenden Arbeiten. Darum scheint mir mein Erklärungsversuch trotz so vieler ausgezeichneter früherer Arbeiten nicht überflüssig gewesen zu sein. Schrieb doch kein geringerer als der gewiß mit dem Problem der Gletschererosion vertraute Eduard Richter noch in demselben Jahre, in dem meine kleine Arbeit erschien (l. c. pag. 103): „Die Hochseen sind offenbar glazialen Ursprungs, wenn auch der Vorgang ihrer Ausgrabung schwer vorstellbar ist.“

Eine Reihe von Autoren hat sich seitdem mehr oder minder zustimmend zu meinem Verklärungsversuch geäußert[1]), ein Teil von ihnen in der Weise, daß sie ihn für völlig richtig erklärten, aber gleichzeitig hervorhoben, daß er nicht neu sei, sondern in allen wesentlichen Zügen mit der

[1]) Ich nenne nur Penck in den „Alpen im Eiszeitalter“, pag. 836. Cacciamali Rilievi geo-tectonici tra il Lago d'Iseo e la Valtrompia. Commentari del R. Ateneo di Brescia, 1906, pag. 62; Günther, Der gegenwärtige Stand der Lehre von der Glazialerosion. Verhandl. XIII. Deutscher Geographentag, Breslau 1901, pag. 188 u. f. Günther schätzt allerdings die Bedeutung der Glazialerosion noch immer viel geringer ein, als ich es tue.

schon von Simony und Baltzer in Aufnahme gebrachten „splitternden Erosion" übereinstimme [1]). Wieder andere Autoren erkannten an, daß es sich um eine völlig neue Hypothese handle; allein sie bestritten ihre physikalische Möglichkeit [2]).

Ich halte es für zwecklos, an dieser Stelle in eine längere Diskussion darüber einzutreten, von wem die Hypothese stammt. Es kommt ja in der Wissenschaft nicht darauf an, von wem eine neue Beobachtung oder Erklärung herrührt, sondern nur, ob sie brauchbar ist. Und das scheint sie mir trotz Virgilios Einspruch zu sein. Ihre physikalische Möglichkeit ist doch schon durch ihre experimentelle Nachahmung bewiesen, ganz abgesehen davon, daß ich in Virgilios theoretischer Deduktion nirgendwo einen zwingenden Gegengrund finde [3]). Auch darauf aber lege ich Wert, daß „splitternde Erosion" nicht identisch ist mit „Erosion infolge vorausgehender Frostsprengung". Das eine ist eine rein mechanische Wirkung der Bewegung des Eises und des von ihm transportierten Gesteinsmateriales. Bei dem anderen wird die mechanische Hauptarbeit durch das Wiedergefrieren des druckverflüssigten Eises geleistet. Die Bewegung des Eises und der Grundmoräne ergreift nur das durch die Frostsprengung losgelöste Material, hebt es ab und trägt es fort. Bei diesem Vorgang verhält sich also der Gletscher nicht anders, als er es dem präglazialen Schutte gegenüber tut. Heim (Gletscherkunde, pag. 387) sagte: „Während der Fluß die ganze Abschrägung der Gehänge einem Verbündeten, der Verwitterung, überläßt und sich selbst nur mit Export und Sohlenkolk befaßt, ist unter dem Gletscher die Verwitterung in hohem Maße reduziert." Wir sehen, daß diese Annahme nicht zutrifft, ja, daß, während an der freien Bergflanke der niederfallende Schutt den Untergrund vor tiefer eingreifender Verwitterung schützt, unter dem Gletscher der eben gebildete Schutt sofort entfernt wird. Das alte Spiel beginnt stets von neuem und muß, da es an bestimmten Stellen stärker arbeitet als an anderen, die Konstanz der Gefällsrichtung zerstören, Becken auskolken, an anderen Stellen Riegel stehen lassen und wenn es unter den Riegelstellen energisch tätig ist, Stufenbau erzeugen.

Es fragt sich nun zuletzt noch, ob man denn nicht vor den heute zurückgegangenen Gletscherstirnen oder in den längst vom Eise verlassenen Felsböden der diluvialen Gletscher Beweise für das von mir vorausgesetzte Heraussprengen und -Heben von Absonderungsstücken aus dem Untergrunde beobachten kann. Ich habe schon in meiner ersten Arbeit über den Gegenstand hervorgehoben, daß das in der Tat der Fall ist, und habe einige mir damals bereits bekannte Beispiele angeführt. Man wird natürlich in solchen Fällen im Zweifel sein können, ob es sich um ein rein mechanisches Herausbrechen im Sinne der „splitternden Erosion" von Simony, Hogard und Baltzer oder um vorausgehende Frostsprengung und nur nachträgliche Abhebung durch den Gletscher handelt. Ist aber die Oberfläche, der das losgelöste Stück entnommen ist, glatt, womöglich gar vom Gletscher poliert und an dem Block selbst so beschaffen, daß er sich der ursprünglichen Oberfläche ohne Vorsprung einfügen läßt, dann fehlt ja jede Handhabe zur rein mechanischen Loslösung des Stückes und es bleibt gar nichts anderes übrig, als die Frostsprengung für die allmähliche Heraushebung der oberen Kante verantwortlich zu machen.

---

[1]) Hess zum Beispiel im Referat über meine Arbeit in „Petermanns Mitteilungen", 1903, Heft 1, pag. 8. Hess zitiert mich daher in seinem Handbuch „Die Gletscher" nicht, obwohl er sogar gezwungen ist, sich bei der Besprechung des Vorganges des von mir geschaffenen Ausdruckes „Klüftbarkeit" zu bedienen.

[2]) Ich nenne Virgilio: Le nuove teorie sulla Erosione glaciale. Boll. Club alpino Italiano. Bd. XXXIV, Nr. 67, pag. 27—28.

[3]) Virgilio fragt: „Quelle variazioni di pressione possono essere considerevoli?" Er verneint diese Frage. Es kommt aber meiner Ansicht nach gar nicht darauf an, ob die Änderungen beträchtlich sind, sondern nur darauf, ob sie vorkommen.

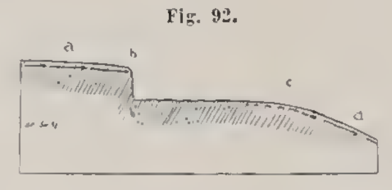
Ich hatte schon 1900 hervorgehoben, daß dieses Phänomen an zahlreichen Stellen der Adamellogruppe tatsächlich beobachtet werden kann [1]) und hatte einen sehr beweisenden Punkt vom schwarzen See in den Vogesen sogar abgebildet. Mittlerweile habe ich aber teils durch mündliche Mitteilungen, teils aus der Literatur eine Anzahl von Angaben erhalten, die wohl nur in der von mir angenommenen Weise gedeutet werden können.

Herr Privatdozent Dr. Philipp, jetzt in Greifswald, berichtete mir im Herbst 1903, daß er dicht bei der Berliner Hütte im Zillertal vor dem Hornkees dieselbe Erscheinung beobachtet hatte und schenkte mir eine von ihm dort aufgenommene Photographie.

Auf meinen Wunsch machte er mir neuerdings darüber wörtlich folgende Angaben: „Man erkennt deutlich die plattige Absonderung des Granites, die allem Anschein nach parallel mit dem Schliffboden geht, beziehungsweise umgekehrt. Auch die Querklüftungen, senkrecht darauf, sind auf der Photographie deutlich sichtbar. Die entsprechenden parallelepipedischen Blöcke liegen noch dicht bei dem Punkt, wo sie ausgehoben wurden."

Auf dieselbe Gegend bezieht sich die im folgenden wörtlich wiedergegebene Schilderung und die Zeichnung Fig. 92, die ich dem früheren Assistenten an dem von mir geleiteten Institut, Herrn W. Spitz in Heidelberg, verdanke.

Fig. 92.



Schema der glazialen Aushebung von Blöcken am Hornkees (del. W. Spitz).

„Anfang September 1905 besuchte ich von der Berliner Hütte aus das Hornkees. Der Weg zur Stirn der Gletscherzunge führt über flache, glazial geschliffene Rundhöcker. An verschiedenen Stellen war an diesen an dem von der Gletscherzunge abgewandten Hange die auf der beifolgenden schematischen Skizze wiedergegebene Erscheinung zu sehen: Die mäßig geneigte Oberfläche (*a*) brach steil an einer Kluft etwa einen halben Meter ab (*b b'*), setzte sich dann flacher als normal (*b' c*) fort, um wieder ohne scharfe Grenze (*c*) in das normale Gefälle überzugehen. Die flacheren Stellen entsprachen annähernd horizontalen Klüftungen. Die steile Rückwand (*b b'*) hatte einige Meter Breite und lief entweder sich an Höhe verringernd aus oder stieß auf einer Seite gegen eine abwärts an Höhe abnehmende Seitenwand. Die Oberkante *b* war meist ganz schwach gerundet. Schrammen liefen auf den normalen Flächen der Rundhöcker (*a*), oben bis zum Rande (*b*) und setzten erst wenig oberhalb der schwachen Rundung (*c*) ohne scharfe Grenze wieder ein. Das Vorhandensein und die Deutlichkeit der Gletscherschrammen ist auf der Skizze durch mehr oder weniger kräftige Pfeile unter der betreffenden Oberfläche angedeutet".

A. C. Lawson gibt in „The Geomorphogeny of the Upper Kern Basin" [2]) die Beschreibung eines von einem alten Gletscher gerundeten Granitrückens, aus der mir hervorgeht, daß dort das Ausheben ausgefrorener Blöcke in großartigem Maßstabe nachweisbar ist. Man vergleiche seine im folgenden wörtlich zitierte Darstellung: „Besides its *roche moutonnée* character of surface, the ridge presents another feature of interest. The granite of which it is composed is traversed by three

[1]) Vergl auch die Angaben über den Porphyr der Val Giulis auf pag. 217 dieser Arbeit.

[2]) Bull. of the Department of Geology. University of California. Bd. III, Nr. 15, pag. 352—353.

systems of joints, one roughly horizontal and two vertical, of which one is parallel to the axis of the ridge and the other at right angles to it, or nearly so. These joints thus divide the granite into parallelopipeds, some of which are elongated in the direction of the ridge, while others are elongated transverse to it. In several places an aggregation of these parallelopiped blocks of granite have been removed from their places and carried away by the ice stream. The result is that there is a series of vertically valled troughs from 10 to 40 feet deep abruptly interruptiug the smooth *roche moutonnée* surface of the ridge. At the upper end and middle parts of the ridge these box-shaped troughs are transverse to the ridge; while at the lower end of the ridge the troughs are longitudinal. These troughs have evidently been formed by the removal of blocks of granite after the main sculpture of the ridge had been completed, since the vertical walls of the troughs rise to its surface abruptly; yet, while this is true, the ice has glaciated the walls of the troughs to some extent, glacial polish and striation being perfectly distinct upon some of the even, vertical sides of the troughs which were closely observed[1]).

About a mile below the cirque shown in Plate 42 the walls of the cañon on Whitney Creek on the south side are polished and heavily scared by the ice for several hundred feet above the floor of the trough: but the surface so glaciated is very uneven in detail, which unevenness is clearly due to the removal of joint blocks by the glacier[1]). The ice immediatly flowed into the reentrauts formed by these removals, and glaciated the surface, but failed to smooth out the unevenness"

Ich habe diese klaren Ausführungen Lawsons wörtlich wiedergegeben, weil sie vielen europäischen Fachgenossen nicht leicht zugänglich sein werden und mir auf das deutlichste zu zeigen scheinen, daß hier nur die Frostsprengung im Zusammenhang mit der Absonderung des Gesteins die Erosion unter dem Gletscher ermöglicht hat.

Einen ganz analogen Fall hat Penck schon 1897 in der Zeitschrift des Deutschen und Österreichischen Alpenvereines beschrieben (pag. 66—67). Es heißt dort: „Kote 2252 *m* der rechten Seite des Schuttgebietes bezieht sich auf einen Zentralgneisblock von 2·5 *m* Höhe, 3·8 *m* Länge und 1·8 *m* Breite, also von 18 m^3. Eine seiner Breitseiten ist vorzüglich geschrammt, die anderen nicht. Er sieht aus, als ob er aus dem Gletscherboden ausgebrochen wäre, dort, wo sich letzterer oberhalb der Nennerschiefer auf Zentralgneis erstreckt" . . . „Der vom Eise verlassene Gletscherboden (des Goldberggletschers) bildet die bekannten Rundhöcker und ist geschrammt. Jedoch findet man nur selten größere, geschrammte Flächen; meist wechseln solche mit anderen Bruchflächen ab. Besonders lehrreich ist in dieser Beziehung der links vom unteren grupeten Kees ausapernde Fels, den nachstehende Abbildung nach einer Photographie Dr. Forsters wiedergibt. 1888, als der Gletscher auf dem von den sogenannten schwarzen Schiefern zusammengesetzten Obermayerfelsen endete, fand ich dort mehrere lose Platten, welche einseitig geschrammt und sichtlich aus dem benachbarten Gletscherboden ausgebrochen waren. Hiernach scheint die Wirkung des Gletschers auf seine Unterlage sowohl als glättende wie auch als ausbrechende".

Auch für diese von Penck beobachteten Vorkommnisse ist es mir auf Grund der Beschreibung wenn auch nicht sicher, so doch sehr wahrscheinlich, daß das „Ausbrechen" aus dem Untergrunde durch Frostsprengung eingeleitet wurde. Denn es sind auch hier die Blöcke, beziehungs-

[1]) Von mir gesperrt. W. S.

weise Platten gerade den geglätteten und geschrammten Teilen der Oberfläche entnommen, also Stellen, an denen die bewegte Masse des Eises keine mechanische Handhabe zum Ergreifen der Gesteinsstücke hatte. Ebenso dürfte eine schon 1900 von mir zitierte Beobachtung Wahnschaffes (Zeitschrift d. Deutsch. Geol. Ges. 1880, pag. 791) zu deuten sein. Dieser fand bei Velpke in Norddeutschland einen $2^1/_2$ *m* langen, $1^1/_2$ *m* mächtigen Block von Bonebedsandstein aus der Unterlage ausgebrochen und auf seiner Unterfläche vortrefflich geschrammt. „Der Stein ist 125° um die Kante *C D* gedreht; und man muß annehmen, daß der Gletscher vor dem Vorhandensein der Vertiefung die Schichtoberflächen schrammte, daß dann später große nordische Blöcke, die sich noch bis zu 1 *m* Durchmesser in der Nähe vorfinden, zwischen die gelockerten Schichten hineingeschoben wurden und sowohl die Entstehung der Vertiefung als auch die Umdrehung des großen Blockes um 125° veranlaßten". Man konnte nach Wahnschaffe noch genau die ursprüngliche Lage des Blockes in der Felsoberfläche nachweisen und zeigen, daß die Schrammen seiner jetzigen Unterfläche mit denen der Umgebung in der Richtung stimmen.

J. Martin[1]) beobachtete am Kinnekulle in Schweden, daß der „daselbst anstehende rote Orthocerenkalk in zahlreiche größere und kleinere Platten zerlegt ist, deren Zwischenräume von Geschiebelehm derart erfüllt waren, daß das ganze den Eindruck eines unregelmäßigen Mauerwerks machte, bei welchem der Geschiebelehm die Stelle des Mörtels vertrat. Die Stärke der Geschiebelehmschichten zwischen den verschiedenen Kalksteinplatten wechselte von wenigen Millimetern bis zu doppelter Handbreite. Die Kalksteinplatten selbst befanden sich in vollkommen horizontaler Lage: nur in der obersten Schicht waren sie mehr oder weniger verschoben und einige waren hier sogar so weit von ihrem Platz gerückt, daß sie zu Bestandteilen der Grundmoräne geworden waren." [2]) Martin erklärt seine Beobachtung durch die Annahme, daß „der Geschiebelehm augenscheinlich durch den Druck des auflastenden Eises in die Spalten des Gesteins hineingepreßt wurde . . . . . Die Eismassen bedienten sich somit ihres Schleifpulvers wie eines Keils, mittels dessen sie den festen Felsgrund in größere und kleinere Bruchstücke zerlegten." Mir ist es auch für diesen Fall ungemein wahrscheinlich, daß die Gesteinsspalten erst durch Frostsprengung unter dem Eise entstanden, eine Annahme, mit der Martin selbst, wie schon vorher (pag. 445) gesagt, ja auch rechnet, wenn er sie auch nicht speziell für die Plattenabhebung am Kinnekulle anführt. Übrigens verdient die Martinsche Beschreibung auch insofern Beachtung, als sie zeigt, wie der Gletscher durch Einpressung von Grundmoräne in die vorher eiserfüllten Spalten unter den Blöcken und Platten diese so lange mehr und mehr emporzuheben vermag, bis er sie durch Hebelkraft umdrehen und forttragen kann.

Tornquist hat 1901 in einer wertvollen Untersuchung über „die im Jahre 1900 aufgedeckten Glazialerscheinungen am Schwarzen See"[3]) unter Bezugnahme auf meine ebenfalls dort gemachte Beobachtung gezeigt, daß „die glaziale Oberfläche des Granites dort an einigen Stellen zuerst eine Ablösungsfläche war, von der Granitplatten durch Eisdruck unter dem Gletscher abgehoben und forttransportiert wurden". Eine lehrreiche Abbildung erläutert die Verhältnisse und scheint mir im Verein mit der Darstellung einen neuen Beweis für den von mir angenommenen Mechanismus der Erosion zu liefern[4]).

---

[1]) Abhandlungen d. Naturw. Vereines zu Bremen. 16. 1900, pag. 409.

[2]) Auch Törnebohm hat nach Martin am Kinnekulle ähnlich zu deutende Beobachtungen gemacht.

[3]) Mitteil. d. geolog. Landesanstalt von Elsaß-Lothringen. V., pag. 132—133 und Taf. IV.

[4]) Unmittelbar vor der Drucklegung erhalte ich die Nr. 50 der „Naturwissenschaftlichen Wochenschrift" vom 12. Dezember 1909 und finde darin den lehrreichen Aufsatz Brückners: „Die glazialen Züge im Antlitz der

Die angeführten Beobachtungen ließen sich durch genaue Durchsicht der Literatur jedenfalls noch leicht vermehren. Ich verzichte indessen darauf, weil mir der Beweis für die Richtigkeit meiner Annahme genügend erbracht zu sein scheint.

Wir werden also die auf pag. 443 aufgeworfene Frage in der Weise beantworten können, daß wir außer einer schleifenden und einer splitternden Erosion unter den Gletschern auch noch eine Erosionsart zu unterscheiden haben, die man vielleicht als „Erosion durch Frostspreugung" bezeichnen kann. Im festen Fels scheint mir diese letztere der wichtigste Faktor zu sein; und jedenfalls wird man die Becken-, Riegel- und Stufenbildung unter den Gletschern kaum ganz ohne ihn erklären können. In lockerem Material, diluvialen und tertiären Kiesen, Sanden und Tonen mag allerdings die rein mechanische Ausschürfung des Untergrundes stark genug sein, um die in der Natur beobachteten Hohlformen allein zu erklären.

Wir kommen nun zu der dritten Frage der pag. 441:

c) Welches sind die glazialen Formen der Adamellogruppe und in welcher Beziehung stehen sie zu den in der Behandlung der zweiten Frage unterschiedenen Typen der Gletschererosion?

Bei der Beantwortung dieser Frage will ich nur die im folgenden aufgeführten Gebilde in getrennten Abschnitten behandeln und bespreche der Reihe nach

α) die Gletscherschliffe, -Schrammen und -Töpfe,
β) die Seen,
γ) die Kare,
δ) die Talstufen (Kartreppen, Seetreppen),
ε) die Längsleisten (= Terrassen, Trogböden, Trogschultern, Reste alter Talböden),
ζ) Übertiefung und Hängetäler,
η) Gabelung der Gletschertäler nach unten (Diffluenz).
ϑ) Fjordformen.

Alpen". Auf pag. 792 heißt es da wörtlich: „Vor allem aber findet unter dem Gletscher auch ein Ausbrechen von Gesteinsbrocken, ja ganzen Blöcken aus der Sohle statt. Mehrfach gelang es in der gegenwärtigen Rückzugsperiode der Gletscher auf dem verlassenen Gletscherboden Blöcke zu finden, die genau in eine Lücke im geschliffenen Felsboden weiter oben passsen. Das gilt besonders von Gebieten, wo der Boden von kristallinischen Gesteinen aufgebaut wird. Begünstigt wird dieser Vorgang durch eine Erscheinung, die ich besonders im oberen Aaretal erkennen konnte. An der Sohle des Gletschers stellt sich bei homogenem kristallinischen Gestein eine Klüftung parallel zur Oberfläche des Gletschers ein. Sie lockert geradezu Platten aus dem Gesteinsverband, die dann vom Gletscher leicht fortbewegt werden können. Diese Plattung liegt im oberen Aaretal gleich oberhalb des Grimselhospizes im Bereiche der Talsohle horizontal, an den Gehängen diesen parallel steil aufgerichtet. Die Platten streichen der Talrichtung folgend von Westen nach Osten. Zwischen dem Grimselhospiz und der Handegg dagegen, wo das obere Aaretal von S nach N verläuft, also senkrecht zu der vorher innegehabten Richtung, streicht auch die Plattung von N nach S. Es ist also diese Plattung an der Sohle einst vergletscherter Täler unabhängig von der Schichtung der kristallinischen Schiefer". Meine Auffassung unterscheidet sich von der Brücknerschen nur dadurch, daß ich die Klüftung, beziehungsweise besser Klüftbarkeit für eine primäre Eigentümlichkeit des Gesteins halte und glaube, daß sie durch die Frostsprengung unter dem Gletscher erst sichtbar gemacht wird. Nach meiner Auffassung folgt also nicht die Plattenordnung der Talrichtung, sondern diese der Klüftbarkeit. Man vergl. den Abschnitt E. II. 8. f über die Klüftbarkeit des Tonalites, in dem gerade auch die Verhältnisse des oberen Aaretales besprochen sind.

α) Gletscherschliffe, -Schrammen und -Töpfe.

Gletscherschliffe sind in dem ganzen Adamellogebiet in so ungeheurer Zahl verbreitet, daß es zwecklos wäre, einzelne Stellen hier aufführen zu wollen. Es waren eben alle Täler vergletschert; und in fast allen sind Spuren der abschleifenden und polierenden Tätigkeit erhalten geblieben. Eine große Anzahl von Einzelangaben ist in dem lokalen Teile gemacht. Auch in meiner Avioloarbeit[1]), bei Moebus (1901), Gümbel[2]), Baltzer[3]), Lepsius[4]) und anderen, vor allen Dingen aber bei Cozzaglio[5]) sind Beobachtungen über Gletscherschliffe mitgeteilt

Es kann mir hier daher nur darauf ankommen, diejenigen Beobachtungen zu besprechen, die aus irgendwelchen Gründen eine besondere Bedeutung beanspruchen können. Da handelt es sich zunächst darum, welchen Aufschluß uns die Schliffe über die Stärke der postglazialen Wassererosion geben. Im Fumotal ist der tonalitische Talgrund von Campo di sotto an bis Ert an zahlreichen Stellen prachtvoll abgeschliffen und gerundet[6]). Die Schliffe, die zum Teil noch wunderbare Frische besitzen, gehen bis unmittelbar neben, beziehungsweise über den Bach. Der postglaziale Einschnitt dieses letzteren ist fast überall außerordentlich gering. (Vergl. pag. 200.) Er erreicht meiner Erinnerung nach meist nur ganz wenige Meter. Genau dasselbe gilt, wie auf pag. 302 angegeben, für die Val di Genova, und wie meist im lokalen Teile nicht ausdrücklich hervorgehoben, für die weitaus größten Strecken der Talsohlen des inneren Adamellogebietes. Im Gegensatz dazu finden wir an den Stellen, wo die Hängetäler in die übertieften Haupttaler mit steilen Stufen abbrechen, fast überall tief in den alten Gletscherboden eingeschnittene, steilwandige, unzugängliche Schluchten. Ich war lange Zeit hindurch der Ansicht, daß diese in die Gletschersohle durch fließendes Wasser eingeschnittenen Erosionsrinnen erst nach dem Rückzug der Gletscher entstanden seien. In dieser Ansicht wurde ich durch das anscheinend völlige Fehlen von Gletscherschliffen und Grundmoränen in ihnen bestärkt, während ja in der Regel unmittelbar über ihnen und oft unmittelbar neben ihren Rändern der Fels in wunderbarer Weise abgeschliffen ist. Mittlerweile erkannte ich aber in der Schweiz, am Hüfigletscher im Maderaner Tal und am unteren Grindelwaldgletscher, daß schon unter dem Eise derartige Klammen durch die Erosion des Gletscherbaches entstehen können. Das Gletschereis vermag infolge seiner plastischen Beschaffenheit sofort auch in diese engen Schluchten nachzudringen, wird sich aber in ihnen infolge ihrer ungünstigen Form nur langsam vorwärts bewegen und wird nur wenig erodieren können. Prachtvoll sah ich die Eisausfüllung der Klamm 1907 unter dem Grindelwaldgletscher[7]), konstatierte aber gleichzeitig, daß die früher sicher auch vom Eise erfüllten, jetzt eisfreien Teile der Schlucht nur relativ unbedeutende Spuren von Gletscherschliff an den Wänden und keine Spur von Grundmoräne am Boden aufweisen. Fällt Grundmoräne in diese Schluchten hinunter, so wird sie im allgemeinen sofort hinausgespült. Diese Beobachtungen über subglaziale Entstehung von Schluchten fanden eine Stütze in zwei bisher allerdings ganz isolierten Wahrnehmungen in der Gegend von Edolo. Wie auf pag. 129 genau beschrieben, tritt an einer Stelle der früher stets von mir für

[1]) Salomon, 1890, pag. 457.

[2]) 1880, pag. 173.

[3]) 1901, pag 35.

[4]) 1878, pag. 140.

[5]) Paesaggi di Val Camonica. Brescia, 1895.

[6]) Weiter aufwärts als Campo di sotto habe ich den Talgrund nicht begangen. Vergl. R.

[7]) Dort war damals neben der Schlucht ein Stollen ziemlich weit vorwärts getrieben und gewährte an einer Stelle den früher unmöglichen Ausblick auf das Eis.

postglazial gehaltenen Oglioschlucht oberhalb Edolo Grundmoräne auf; und ebenso glaubte ich, wie auf pag. 126 erwähnt, bei einer Wagenfahrt in der früher von mir für postglazial gehaltenen Schlucht unter dem alten Gletscherboden von Galleno (im Cortenotale) Gletscherschliffe zu erkennen. Die letztere Beobachtung bedarf noch der Nachprüfung und die erstere kann, wie l. c. angegeben, zur Not auch noch eine andere Deutung erfahren. Trotzdem aber wird man gut tun, schon jetzt bei allen derartigen Schluchten mit der Möglichkeit zu rechnen, daß sie subglazial oder doch wenigstens zum Teil subglazial, zum Teil postglazial entstanden sein können.

Wichtig wären auch noch Beobachtungen über die Höhe der oberen Schliffgrenze im Adamellogebiet. Meine eigenen und die übrigen schon veröffentlichten Beobachtungen sind aber zu isoliert, als daß es bisher einen Zweck hätte, sie zusammenstellen zu wollen.

Über die Schrammung und Kritzung der Gletscherschliffe lohnt es sich bei ihrer allgemeinen Verbreitung wohl auch nicht, hier Angaben zu machen, da die Richtung der Gletscherströmung ja ohnedies klar ist. Nur eines möchte ich bei dieser Gelegenheit betonen, weil es im Hinblick auf Mißdeutungen noch immer hervorgehoben werden muß. An den beckenförmigen Stellen der alten Glazialtäler steigen die Schrammen der Schliffe naturgemäß talauswärts an. Man vergleiche zum Beispiel die Angaben auf pag. 216 über die Gletscherschrammen unterhalb der Malga Bondolo. Es wäre ein großer Fehler, daraus auf ein tektonisches Einsinken des höheren Taleinschnittes schließen zu wollen. Der Gletscher mußte eben über den das Becken unten abschließenden Riegel hinübersteigen.

Nur ihrer Dimensionen wegen verweise ich auf die pag. 61 beschriebene und abgebildete Gletscherschliff-Hohlkehle am Pojabach.

Sehr ungleichartig ist die Politurfähigkeit der einzelnen Gesteine und infolge des verschiedenen Verwitterungswiderstandes auch die Erhaltung der Schliffe und Schrammen. Wohl am besten haben sich diese auf den Grauwacken des Perm, demnächst auf Porphyr und Tonalit konserviert.

Wirklich großartig und dabei bequem zugänglich sind die Gletscherschliffe auf den Grauwacken der Zurla an der Chaussee unterhalb Capo di Ponte. Aber auch bei Capo di Ponte und Cimbergo sind die Gletscherschliffe von der Talsohle des Oglio in etwa 400 *m* Meereshöhe bis hinauf zu rund 900 *m* Meereshöhe auf den permischen Felsen prachtvoll zu verfolgen. Dasselbe gilt auch von der offenbar noch in sehr viel jüngerer Zeit gletschererfüllten Val di Fumo, wo die Hänge von der Malga Campo di sotto abwärts bis zum Talgrund vielfach wegen der vollendeten Abschleifung und Politur des Tonalites schwierig zu begehen sind. Dennoch haben sich an zahlreichen Stellen die Schliffe auch auf den kristallinen Schiefern vortrefflich erhalten, freilich aber nur da, wo eine Vegetationsdecke sie vor der Abwitterung schützte.

Bemerkenswert scheint mir im Hinblick auf die Hess'sche Troghypothese die auch in der Adamellogruppe an vielen Stellen zu beobachtende und selbstverständlich auch ihm wohlbekannte Tatsache zu sein, daß sich weit über der von ihm angenommenen oberen Grenze der Würmgletscher Schliffe prachtvoll erhalten haben. Ich zitiere nur zwei Stellen. Auf den permischen Grauwacken des Poggio la Croce sind in 1223 *m* Meereshöhe, also 723 *m* über dem Oglioniveau, Schliffe und Schrammen gut zu beobachten (vergl. pag. 101). Zwischen der großen Kehre der Belvederechaussee (Veltlin) und Trivigno (pag. 127) konnte ich Gletscherschliffe auf kristallinen Schiefern (Quarzlagenphylliten) bis zu 1250 *m* Meereshöhe verfolgen. Die Differenz gegen die Adda-Aue beträgt dort rund 850 *m*. In beiden Fällen ist der Höhenunterschied wesentlich größer als die von Hess vorausgesetzte größte Dicke des Würmgletschers. Es würde nicht schwer fallen, aus dem Alpengebiet

60*

Tausende von analogen Beispielen aufzuführen, bei denen ebenso wie bei Trivigno das geschliffene Gestein einen sehr geringen Verwitterungswiderstand aufweist. Hess muß annehmen, daß diese Schliffe wenigstens von der Riß-, an anderen Stellen aber sogar von den beiden älteren Eiszeiten herrühren und sich, trotz mangelnder Eisbedeckung, durch jüngere Eiszeiten und natürlich auch Interglazialzeiten hindurch erhalten haben. Wenn man nun auch diese Annahme nicht direkt als unmöglich beweisen kann, wird man doch wohl fast allgemein zugeben, daß sie bei der Höhenlage der betreffenden Punkte sehr unwahrscheinlich ist. Die Schwierigkeit fällt fort, sobald man annimmt, daß die Schliffe von der Würmvergletscherung herrühren, und den Würmgletschern eine Dicke von der untersten Trogsohle bis zur oberen Schliffgrenze zuschreibt.

Gletschertöpfe sind im Adamellogebiet wahrscheinlich ziemlich verbreitet. Cozzaglio beobachtete einen Gletschertopf bei Breno. (Vergl. pag. 26 dieser Arbeit.) Ich selbst habe bei Edolo schon 1889 Andeutungen schlecht erhaltener Gletschertöpfe beobachtet (vergl. Salomon, 1890, pag. 457); und eine ganze Anzahl von „marmitte dei giganti" sind in einem mittlerweile erschienenen Schriftchen R. Putellis „Una capitale geologica" angeführt. (Il Secolo XX. August 1907, pag. 674.) Ich besinne mich, derartige Töpfe auch noch an zahlreichen anderen Stellen, zum Beispiel am Südende der großartig glazial geglätteten Zurlafelsen, gesehen zu haben; doch habe ich ihrer Feststellung keinen besonderen Wert beigelegt und sie daher fast nie notiert.

β) Seen [1]).

Die große Anzahl der noch heute als Wasserbecken erhaltenen, die ungeheure der unmittelbar nach der letzten Eiszeit vorhandenen Seen drängt wohl jedem Besucher, nicht bloß der Adamellogruppe[2]), sondern überhaupt der Alpen die Frage nach ihrer Entstehung auf.

Es ist unstreitig berechtigt, die großen Randseen des Alpengebietes getrennt von den kleineren Seen des inneren Gebirges zu behandeln. In der Adamellogruppe haben wir es nur mit diesen letzteren, den sogenannten Hochseen, zu tun. Bei einem freilich nur sehr kleinen Teile dieser „Hochseen" besteht die Möglichkeit oder sogar die Wahrscheinlichkeit, daß die Aufstauung des Wassers zum See durch Stirnmoränen, Schuttkegel oder ähnliche lockere Aufschüttung erfolgte. So ist es zum Beispiel wahrscheinlich, daß der auf pag. 256 erwähnte ebene Talboden des Gelotales einem Seebecken entspricht, welches durch die unmittelbar talabwärts folgende alte Stirnmoräne aufgestaut war. Es ist sicher, daß der kolossale, alluviale Schuttkegel das Rabbia- und Malgatales gegenüber von Rino in der Valcamonica den Oglio früher, einmal oder mehrmals zum See aufstaute. Ja es ist, wie auf pag. 141 beschrieben, leider heute noch zu befürchten, daß ein Wolkenbruch durch Muhrenbildung auf der Südseite des Vermigliotales westlich Fucine einen ausgedehnten Stausee bilden könnte. Eine weitere Kategorie von Seen, die während der letzten Vereisung, beziehungsweise ihrer Rückzugsstadien auch im Adamellogebiet Vertreter gehabt haben wird, sind Eisstauseen, sei es vom Typus des Märjelensees (Stauung durch den Gletscher des Haupttales), sei es vom Typus des alten Innsees oberhalb des Zillertales (Stauung durch den Gletscher des Seiten-

[1]) Ich kann natürlich an dieser Stelle keine historische Übersicht über die außerordentlich umfangreiche Literatur geben. Eine kurze Zusammenfassung findet man in Penck und Brückners „Alpen im Eiszeitalter", pag. 594. Man vergl. auch den lehrreichen Abschnitt über „Kare und Seen" in A. v. Böhms „Alte Gletscher der Enns und Steyr" (Jahrb. d. k. k. geol. R. A., 1885, 35, pag. 523 u. f.).

[2]) Hier wurde der Seenreichtum wohl zuerst von Maironi Da-Ponte (1825, pag. 29) als ein auffälliges Merkmal hervorgehoben. Er erwähnte, daß die Seen „talora sino sulle piu eccelse vette" hinaufgingen.

tales[1]. Indessen fehlt bis zum heutigen Tage jeder Beweis im Einzelfall. Dasselbe aber gilt auch für die Annahme tektonischer Seen. Es ist gewiß zuzugeben, daß durch junge Verwerfungen oder Faltungen hier wie anderwärts Seen entstanden sein können. Die Kartierung ergab aber bis zum heutigen Tage trotz des Nachweises zahlreicher Verwerfungen auch nicht einen einzigen Anhaltspunkt für die Bildung eines speziellen Beispieles im Adamello.

Von der somit immer noch übrig bleibenden großen Anzahl von Seen läßt es sich für einen recht erheblichen Teil beweisen, daß sie Felsbecken sind. Denn die talabwärts begrenzenden Felsriegel sind an sehr zahlreichen Seebecken nicht bloß erhalten, sondern Dank der glazialen Abschleifung heute noch entblößt und fast oder ganz vegetationsfrei. Ich greife einige Beispiele heraus, bemerke aber ausdrücklich, daß ihre Zahl vermutlich in die Hunderte geht. Lago Moro oberhalb Corna (Val Camonica) (pag. 38), Lago d'Arno (pag. 57), altes Seebecken oberhalb Le Croste und ebenso bei der Malga Adamé im Poja-, beziehungsweise Adamétal (pag. 77, beziehungsweise 79), Lago di Campo (pag. 76), Lago grande del Baitone (pag. 88), Lago piccolo und Lago lungo im Baitonegebiet (pag. 90), Laghetto d'Avio, Lago d'Avio, alter See bei Malga di mezzo im Aviotal, alter See bei Malga Lavedole ebendort (vergl. Salomon, 1900, pag. 135 und Taf. IV sowie diese Arbeit, pag. 137), Lago della Vacca (pag. 252), die beiden erloschenen Seen der Val Paghera (pag. 122), alter See des Lepsiuskares (pag. 208), alter See des Beneckekares (pag. 231—232 und Fig. 63), zahlreiche Becken zum Teil noch als Seen, beziehungsweise Moore erhalten) im oberen Cadinotal (pag. 273—274) usw. usw.

Bei einem Teil der aufgeführten Beispiele sowie anderer Seebecken kann man zur Erklärung der Beckenformen chemische Auflösung der Untergrundgesteine heranziehen. Eine kleine Anzahl von ihnen liegt nämlich auf der Grenze von Trias und Tonalit. Ich nenne den Lago d'Arno, di Pozza d'Arno und den Lago di Campo, den Lago della Nuova (= L. di Casinei auf G, pag. 221), die Seebecken des Lepsius- und Beneckekares sowie einen Teil der Seebecken von Cadino.

Diese haben also ähnliche Untergrundverhältnisse wie einige der vor kurzem von Garwood genau untersuchten Gotthardseen, nämlich Lago Ritom, Lago Tom, Lago Cadagno und Lago Tremorgio. (Vergl. Quarterly Journal Geolog. Society London, 1906, 62, pag. 165 u. f.) Garwood nimmt nun auch für diese letzteren auf Grund der Lage an der Grenze von Rauchwacken, beziehungsweise anderen Kalken und schwer löslichen Silikatgesteinen an, daß sie ihre Entstehung chemischer Auflösung und nicht der Glazialerosion verdanken. Ich kann dem schon für die Gotthardseen und erst recht für die Adamelloseen nicht zustimmen und habe mich bereits in einem Referat über Garwoods Arbeit im Neuen Jahrbuch für Mineralogie, 1908, II, pag. — 51—52 —, dagegen ausgesprochen. Genaueres darüber wolle man im folgenden vergleichen. Übrigens hatte Bonney, wie Garwood selbst angibt, die von diesem untersuchten Seen kurz vorher wenigstens „provisionally refered to excavation by ice" und gegen diese Annahme nur beim Lago Ritom Schwierigkeiten aufgefunden.

Ein anderer kleiner Teil der Seebecken des Adamellogebietes liegt ganz in den kalkigen Bildungen der Trias und gestattet daher dieselbe Deutung. Ich nenne zum Beispiel die erloschenen Seen von Bondolo[2] (pag. 219 u. 227) und bemerke, daß von den Cadinobecken einzelne vielleicht ganz innerhalb der Marmorschollen liegen können (pag. 273—274).

[1]) Vergl. Penck und Brückner, pag. 333 u. f.

[2]) Das untere Becken von Bondolo liegt im Zellenkalk, was es sehr wahrscheinlich macht, daß hier chemische Auflösung eine erhebliche Rolle gespielt hat.

Die ganz weitaus überwiegende Zahl der Seebecken unseres Gebietes liegt aber im Tonalit, beziehungsweise Sabbionediorit und eine immer noch erhebliche Zahl in den kalkarmen, beziehungsweise -freien kristallinen Schiefern und permischen Gesteinen. Ich nenne nur einige wenige Beispiele, bemerke aber, daß ihre Zahl viele Hunderte beträgt. Lago della Vacca (Tonalit), Lago Moro (Perm), Becken von Le Croste (kristalline Schiefer), Adamébecken (Tonalit), Lago grande del Baitone, Lago rotondo und Lago gelato del contatto (kristalline Schiefer-Tonalit), Lago lungo, Lago piccolo (kristalline Schiefer), sämtliche Aviobecken, sämtliche Salarnobecken, die beiden alten Seen in Val Paghera, die vielen alten und noch persistierenden Seen der Mandrone- und Presanellaregion (Tonalit), die Seen des Corno alto-Gebietes (Sabbionediorit), die alten Seen im Gebiet der Cima Marese (Perm) usw.

Eine genaue statistische Zählung der einzelnen Gruppen habe ich nicht vorgenommen, aber ich schätze die Zahl der nicht in den kalkig-dolomitischen Gesteinen und auch nicht auf der Grenze zwischen ihnen und den anderen Gesteinen liegenden Seebecken auf wenigstens das zehnfache der anderen.

Wer will unter diesen Umständen noch die chemische Erosion als die allgemeine oder auch nur als eine wesentliche Ursache der Seebildung ansehen?

Dabei gebe ich gern zu, daß die auffällig reihenförmige Anordnung des Lago d'Arno, der Pozza d'Arno und des Lago di Campo genau auf der Trias-Tonalitgrenze andeutet, daß die chemische Erosion hier der Glazialerosion den Weg vorgeschrieben und ihre mechanisch erodierende Wirkung vergrößert hat. In ähnlicher Weise mag sie auch für die anderen Seebecken der zwei ersten Gruppen den Ort bestimmt und bei der Bildung mitgewirkt haben. Als den alleinigen oder auch nur als den Hauptfaktor kann ich sie aber außer bei vereinzelten Ausnahmen nicht anerkennen [1].

Selbst wer das indessen für diese beiden Gruppen im Gegensatz zu mir tut, dem bleibt immer noch das Problem, die unzweifelhaft nicht auf chemische Erosion zurückführbare Bildung von wenigstens $^{10}/_{11}$ der Seebecken des Adamellogebietes zu erklären. Wer aber ebenso wie ich in der Gletschererosion die einzig mögliche Erklärung für das Auftreten der großen Mehrzahl der Adamelloseen erkennt, der wird als den wichtigsten Faktor der Erosion gerade bei der Bildung dieser kleinen, dabei aber vielfach doch tiefen Becken die Erosion durch Frostsprengung anerkennen müssen. Die schleifende Erosion allein wird wohl nie, die splitternde Erosion nur ausnahmsweise imstande sein, solche Becken zu erzeugen.

Wie schon auf pag. 452 auseinandergesetzt und im lokalen Teil an vielen Stellen erwähnt, dürften die tiefen, in die alten Gletscherböden eingeschnittenen Wassererosionsschluchten sicher wenigstens zum Teil nicht postglazialer Entstehung sein. Man wird vielmehr den Beginn ihrer Bildung an vielen Stellen schon subglazial zu denken haben, wobei es dann natürlich eine manchmal schwer zu entscheidende Streitfrage ist, welcher Teil als subglazial, welcher als postglazial angenommen werden muß. Da nun diese Schluchten häufig in die die alten Seebecken talabwärts begrenzenden Felsriegel eingeschnitten sind, so brauchen die oberhalb gelegenen Seebecken nicht wirklich als Seen funktioniert zu haben. Die Beckenform ist durch das Eis und unter ihm entstanden. Wurde der Riegel noch unter dem Eise von dem Schmelzwasser vollständig durchschnitten, so entstand nach dem Rückzug des Eises kein See. War die Durchsägung unvollständig,

[1]) In diesem Sinne würde ich auch die Ergebnisse deuten, die Blumer bei seiner wertvollen Untersuchung der Glarnerischen Alpenseen erhalten hat. (Eclogae geologicae Halvetiae, Bd. VII, pag. 203—244.) Denn wenn in demselben Gebiet im Verrucano Seen durch Eis ausgekolkt sind, warum soll man dann die Gletschererosion nicht auch im Kalk und Schiefer für den Hauptfaktor der Seebildung halten?

so wurden die Dimensionen des Sees verkleinert. Im ersteren Fall wird dann oberhalb der Klamm nur eine beckenartige Erweiterung folgen. Fand die Durchsägung des Riegels erst postglazial statt, so konnte der See vor der Durchsägung durch Schotter, Kies und Sand aufgefüllt werden. Es entstand ein Talboden. Das Verhältnis der Höhe des Talbodens zur Höhe des Riegels kann wichtige Aufschlüsse über die Zeit der Durchsägung des Riegels liefern. Doch sind in jedem einzelnen Fall so viele besondere Bedingungen zu berücksichtigen, daß es mir unmöglich erscheint, hier allgemeine Regeln darüber aufzustellen [1]).

Ein Beispiel für dieses Problem ist auf pag. 27 behandelt. Es ist dort gezeigt, daß der Burghügel von Breno der Rest eines alten Talriegels ist, der möglicherweise, aber keineswegs sicher einmal einen Ogliosee staute.

Das Kirchet bei Innertkirchen im Haslital ist dem Burghügel von Breno genau analog. Der darüberliegende Kessel Hasle im Grund ist für mich wie für andere Glazialisten durch Eiserosion entstanden und nicht durch „eine flache lokale Falte in postglazialer Zeit", wie das Baltzer voraussetzt [2]). Denn wieviel solcher Falten müßten wir dann in den Alpen immer quer zu den Tälern konstruieren?

Baltzer nimmt an, daß „zeitweilig im Becken von Grund ein See gebildet wurde, mit dem die Kiesbedeckung des ‚Grundes' in Übereinstimmung steht". Auch ich war ursprünglich der Meinung, daß ein See dort existiert habe und halte es auch jetzt noch für möglich. Notwendig ist es aber nach den vorhergehenden Ausführungen nicht.

Diese Betrachtungen scheinen mir auch für die Beurteilung der mittlerweile eingetretenen Lötschbergkatastrophe in der Schweiz von Bedeutung zu sein. Ich habe über den Einbruch in den Lötschbergtunnel vor kurzem in Heidelberg einen Vortrag gehalten, der in den Verhandlungen des Naturhist. Mediz. Vereines zu Heidelberg [3]) kurz wiedergegeben ist. Seitdem hatte ich in Karlsruhe Gelegenheit, einen ausgezeichneten Vortrag meines verehrten Kollegen Buxtorf (Februar 1909) über denselben Gegenstand zu hören und erhielt bald darauf den wichtigen Aufsatz von Albert Heim: „Beweist der Einbruch im Lötschbergtunnel glaziale Übertiefung des Gasterentales?" [4]) Ich muß auch noch hinzufügen, daß ich bald nach Empfang der Sonderabdrücke meiner Notiz erfuhr, daß Herr Prof. Dr. Früh in Zürich schon auf dem Geographentage in Genf (1908), also vor mir die Meinung vertreten hat, daß das Gasterental ein typisches Glazialbecken und daß der abschließende Riegel erst nachträglich von der Kander durchsägt worden sei [5]). Ferner hat Rollier in einem mir damals nicht zugänglichen Bericht, wie ich Heims Aufsatz entnehme, 1906 geäußert: „Ich glaube, daß die Alluvialbildungen, Grundmoräne, Talausfüllungen und Aufschüttungen tiefer reichen als das Expertenprofil es andeutet. Ob sie aber bis zur Tiefe von 200 *m* vorhanden sind, kann man nur dann annehmen, wenn man die Bildung des Gasterenbodens der Gletschererosion zuschreibt" [6]).

In meiner Notiz schrieb ich: „Wohl alle Beobachter dürften jetzt darüber einig sein, daß der Boden ein ausgefüllter ehemaliger See ist." . . . „Ich bin mit vielen anderen Geologen und Geographen der Ansicht, daß die weitaus meisten Seebecken der Alpen durch Glazialerosion entstanden sind." . . .

---

[1]) In Val Piana (vergl. pag. 145) zeigt eine etwa 20 *m* über dem Niveau des jetzigen Riegeleinschnittes liegende Seeterrasse deutlich, daß diese 20 *m* erst postglazial durchsägt sind.

[2]) Baltzer, Das Berner Oberland. Berlin 1906 (Bornträger), pag. 137.

[3]) Neue Folge. Bd X, Heft 1 (Januar 1909), pag. 1—6.

[4]) Vierteljahrsschrift d. Naturf.-Gesellsch. in Zürich. 53, 1908, pag. 471—480.

[5]) Vergl. das Referat von Hepner in der Geograph. Zeitschrift, 14, 1908, pag. 699.

[6]) Vergl. Heim, l. c., pag. 472—473.

„Es ist aber hier nicht der Ort, diesen Zankapfel der Geologie anzuschneiden. Ich kann nur hervorheben, daß für mich der Gasterenboden ein durch Glazialerosion erzeugtes Felsbecken ist, das erst postglazial aufgefüllt wurde und dessen Felsriegel erst in noch späterer Zeit von der Kander zerschnitten wurde."

Ich wandte mich gegen die von Lepsius und, wie ich jetzt sehe, auch von Heim vertretene Ansicht, daß die Stauung des Gasterentales durch einen Bergsturz in der Klus erfolgt sei und sagte wörtlich: „Die tatsächlich vorhandenen Schuttmassen und Blockanhäufungen der Klus haben nach meiner Auffassung keine größere Bedeutung und sind vermutlich erst in ganz junger Zeit, vielleicht erst nach der Auffüllung des Sees, heruntergestürzt." Die ganze Fassung der hier wörtlich wiedergegebenen Stellen zeigt deutlich, daß ich nicht behauptete, der Lötschberg-einbruch sei gewissermaßen das „experimentum crucis" für Glazialerosion. Durch ihn sei diese endlich erwiesen. Für mich lag und liegt die Frage ganz anders. Es ist mir subjektiv unwahrscheinlich, daß die Aufschüttung des Gasterenbodens bis zu wenigstens 180 *m*, möglicherweise aber sogar 300 *m* Höhe durch einen Bergsturz in der Klus bedingt sei. Doch gebe ich zu, daß es ohne Bohrungen kaum möglich sein wird, diese Annahme streng zu widerlegen.

Für mich persönlich aber und wohl auch für alle anderen Anhänger der Glazialerosion ist der Gasterenboden nur einer unter den zehntausenden oder hunderttausenden von Fällen, die wir in den Alpen und anderen ehemals vergletscherten Gebirgen zu erklären haben und deren Erklärung uns einzig und allein durch die Glazialerosion gegeben zu sein scheint.

Heims Schrift war bereits im Druck, als er die meinige erhielt und richtet sich daher nur in einem nachträglichen Zusatz direkt gegen mich, in ihrem Hauptinhalt aber gegen die in Genf auf dem Geographentag „verkündigte Meinung[1]: Die Katastrophe im Lötschbergtunnel ist ein glänzendes Zeugnis, ein experimentum crucis für die glaziale Übertiefung des Gasterenbodens. Welches Unglück, daß die geologischen Experten von 1900 nicht Glazialhobler waren, sie hätten sonst von dieser Tunnellinie abgeraten! Eine Probe des eingebrochenen Schuttes, die in Genf vorlag, wurde dort für Glazialschutt gehalten."

Heims Beweisführung ist ungefähr die folgende: Die drei Experten und Rollier hätten angenommen, daß die Klus einen Felsriegel enthalte. Ein Felsriegel ist aber nun in Wirklichkeit in der Klus nicht zu sehen und sei auch nicht vorhanden. Die Klus sei vielmehr durch Bergsturzmaterial verstopft und der flache Gasterenboden „durch Sand- und Kiesaufschüttung durch die Kander hinter den Schuttschwellen gebildet worden". Zeitweise könne auch Seebildung vorhanden gewesen sein, aber nur im unteren Teile des Kanderbodens. „Daß das ganze Gasterental einst ein See gewesen sei, glaube ich niemals, sonst müßte das Material des Tunneleinbruches vielfach schlammiger Natur sein."

„Moränen sind unter dem Gasterenboden nur in geringen Mengen zu erwarten, weil die Barriere in der Klus wahrscheinlich jünger ist als das Dasein des Gletschers daselbst." Wenn der Gletscher die Talmulde bei Frutigen, bei Kandersteg, in Gastern ausgehobelt habe, warum habe er nicht auch die Klus zum Becken erweitert usf.

„Das eingebrochene Material ist vor allem keine Moräne, kein Lehm, kein Schlamm. Es ist Flußsand und Flußkies" usw. „Es war schon", vor dem Einbruch, „gewaschener Flußsand und Flußkies."

„Wenn ferner", wie Salomon meint, „der Felsriegel der Klus erst nach der Seeauffüllung durchschnitten worden wäre, so hätte ja die Kander sich gleichzeitig auch wieder in die vorar-

[1]) Von wem, ist nicht gesagt.

gegangene Aufschüttung einschneiden müssen. Davon ist nichts zu sehen. Der ebene Kanderboden mit dem Kanderfluß stützt sich direkt auf die Bergsturzschwelle. Die letztere hat sich also seit der Hinterfüllung nicht wieder wesentlich zu vertiefen Zeit gehabt. Die Bergstürze oben in der Klus bedingen somit das Niveau des Gasterenbodens und diese Aufschüttung ist jünger als die jungen Bergstürze."

Obwohl ich die Bedeutung der Heimschen Beobachtungen und Darlegungen nicht verkenne, habe ich doch dagegen verschiedenes einzuwenden. Ich gehe in der Reihenfolge der Heimschen Argumente vor.

Erstens: Ich habe nie behauptet, daß in der Klus eine Felsschwelle zu sehen sei, denn ich habe sie trotz dreimaliger Begehung dort nicht sehen können. Ich bin aber der Meinung, daß die in der Klus „tatsächlich vorhandenen Schuttmassen und Blockanhäufungen keine größere Bedeutung" [1]) und keine große Mächtigkeit haben. Diese Meinung läßt sich für unseren Spezialfall heute ebensowenig beweisen wie widerlegen.

Zweitens: Ich verstehe nicht, warum man den einheitlich gebauten und ziemlich gleichmäßig geböschten Gasterenboden nicht auf alle Fälle als alten Seeboden auffassen sollte, selbst wenn man mit Heim und Lepsius als Ursache der Stauung einen Bergsturz annimmt. Daß im Tunneleinbruch keine Schlammschichten nachgewiesen wurden, ist für mich kein Gegengrund, ganz abgesehen davon, daß die Beschaffenheit des quantitativ größten Teils der Tunnelauffüllung noch unbekannt ist und bleiben wird.

Ich brauche auch gar nicht, wie Heim voraussetzt, anzunehmen, daß die Auffüllung des Beckens, und sei es auch nur in seinem tiefsten Teile, aus Moräne besteht. Wo der Gletscher erodiert, lagert er eben nicht ab. Die Auffüllung des Beckens rührt fast ganz von der Kander her, die ihr Delta in den alten See hineinbaute, genau so, wie das heute die Reuß im Vierwaldstätter See tut. Daher muß die Auffüllung wesentlich aus gewaschenem Flußsand und Flußkies bestehen. Aber auch in dem von Heim und besonders (mündlich) von Buxtorf hervorgehobenen Auftreten von verkitteter Gehängeschuttbreccie im vordersten Material der Tunnelausfüllung kann ich keinen überzeugenden Gegengrund gegen meine Auffassung erblicken. An der Stelle des Einbruchs war nach meiner Auffassung eine Halde von Gehängeschutt an der Flanke des alten Sees entstanden. Warum soll denn nicht kalkhaltiges Sickerwasser diesen Schutt zur Breccie verkitten können?

Aber selbst wenn man, was ich bisher nicht zugeben kann, wirklich bewiesen hätte, daß der Gasterenboden nie als See funktioniert habe, so würde das an sich immer noch kein Argument gegen Glazialerosion sein. Denn wie ich auf pag. 456 gezeigt habe, konnten die Riegel von Glazialbecken schon subglazial durchsägt werden.

Drittens: Auf die Frage, warum der Gletscher nicht auch die Klus zum Becken erweitert habe, wenn er doch die Talmulden bei Frutigen, Kandersteg und in Gastern ausgehobelt habe, stelle ich zunächst nur die Gegenfrage, warum denn die Kander ihrerseits nicht die Klus zum Becken erweitert hat, wenn sie doch nach Ansicht der Antiglazialisten die drei Talweiterungen geschaffen haben soll. Warum soll der Gletscher nicht selektiv erodieren, wenn es der Fluß doch auch tut?

Ich gelange nun zu dem letzten und bestechendsten Argument Heims, der „Anlehnung des Gasterenbodens an die Bergsturzschwelle", woraus Heim folgert, daß die Aufschüttung des Bodens jünger ist als die Bergsturzbildung.

Für mich liegt die Sache so. Über den steilen Wänden der Klus folgt der flachere, wenn auch mehrfach gestufte WNW gekehrte Hang des Fisischafberges auf der einen Seite, auf der

[1]) Salomon, pag. 4

anderen der etwa N gerichtete ebenfalls gestufte, aber doch auch viel flachere Hang, auf dem die Kehren des Gemmiweges liegen. Ich nehme an, daß beide während der Würm-Vereisung noch zusammenhingen und somit einen sehr hohen Felsriegel bildeten, über dessen Oberfläche der Gletscher hinwegging, während unter dem Eise das Schmelzwasser bereits den Riegel zu durchsägen begann[1]. Nach dem Rückzuge des Gletschers blieb daher ein See übrig, dessen Riegel und Spiegel höher als das Niveau des jetzigen unteren Gasterenbodens gewesen sein muß. Talaufwärts begann die Kander den See aufzufüllen, an den seitlichen Hängen entstanden Schutthalden und -Kegel; talauswärts sägte sich der Fluß weiter in die Felsschwelle ein. Daher sind die talabwärts gelegenen Teile des Bodens wesentlich niedriger als die talaufwärts gelegenen, älteren. Die Kander wurde aber in der Schlucht mehr und mehr durch fortwährendes Abbröckeln von feinerem Schutte, durch Niederstürzen von größeren Blöcken, gelegentlich vielleicht auch einmal durch Niedergehen von unbedeutenden Bergstürzen in der Erosionsarbeit behindert. Sie verzehrte daher schließlich ihre ganze Kraft in der Zerstörung und Wegschaffung dieser auch jetzt noch alljährlich besonders in der schlechten Jahreszeit herabstürzenden Hindernisse. Ja, es konnten, wie augenblicklich, Zeiten eintreten, in denen die Aufhäufung des Schuttes die Zerstörung übertraf, sodaß in der ganzen Ausdehnung der Schlucht der felsige Untergrund von Schutt bedeckt ist. Daher ist bis zum heutigen Tage ein Rückwärtseinschneiden des Flusses in den untersten Teil des Gasterenbodens nicht zu beobachten und kann auch noch Jahrtausende lang ausbleiben, nämlich so lange, wie von den Seitenwänden der Klus ebensoviel Material niederstürzt als der Fluß wegzuschaffen vermag. Stürzt aber mehr Material nieder, dann kann sogar eine, wenn auch wohl nur unbedeutende Stauung der Kander im untersten Teile des Gasterenbodens, also eine erneute Seebildung und eventuell Erhöhung des Bodens eintreten. Dieser Vorgang hat offenbar gelegentlich stattgefunden, um dann von neuem von schwachen Erosionsperioden abgelöst zu werden.

Nach meiner Ansicht erklärt sich also das von Heim mit scharfem Blick als ein für seine Anschauung anscheinend sehr günstiges Moment hervorgehobene Zusammenfallen der Talbodenhöhe und des Einschnittes daraus, daß seit der Durchsägung des Felsriegels bis zu seiner jetzigen Höhe durch fortwährendes Abbröckeln von Schutt der Kluswände eine Tieferlegung des Schluchtniveaus und ein Rückwärtseinschneiden in den Talboden verhindert worden ist. Ja, es wird vermutlich dieser letztere durch reichlichere Schuttaufhäufung in der Klus in junger Zeit noch etwas erhöht worden sein, woraus sich dann das Fehlen eines Erosionseinschnittes im Gasterenboden ohne weiteres erklärt. Ich gebe also gern zu, daß ohne das Abbröckeln des Schuttes der Talboden oberhalb der Klus von einem Einschnitt durchzogen sein müßte. Die große Bedeutung und Mächtigkeit, die Heim und Lepsius der Schuttanhäufung in der Klus zuschreiben, kann ich nicht anerkennen[2].

---

[1] Mein verehrter Kollege Buxtorf schreibt mir am 9. August 1909 wörtlich: „Daß ich betr. Gasterental nach gemachter Untersuchung zur Glazialerosion gelangt bin, ist Ihnen bekannt. Für das obere Gasterental ist die Übertiefung hinter Granitriegel so gut wie einwandfrei bewiesen. Im unteren Gasterental ist zum Mindesten die Breite des Tales und die Tiefe des Troges auf Konto Glazialerosion zu setzen. Dagegen möchte ich hier, um die Bildung normalen Gehängeschuttes zu erklären, annehmen, daß während oder kurz nach der Vergletscherung der Gletscherbach, respektive die Kander, den Kalkriegel durchsägt hat, somit nach Gletscherrückzug kein See hinter massivem Kalkriegel existiert hat. Die Seebildung, respektive Aufschüttung im unteren Gasteren ist ganz jung und entstanden durch Auffüllung der Talschlucht teilweise durch Bergstürze von den Schuttwänden".

[2] Ob man diese Anhäufung mit den beiden genannten Autoren als „Bergsturz" bezeichnet oder nur, wie ich, im Wesentlichen ein langsames Abbröckeln des Schuttes annimmt, das scheint mir für die Hauptfrage ziemlich nebensächlich zu sein. Auch wird mein praktischer Vorschlag für den Tunnelbau davon gar nicht berührt. Ist doch Buxtorf auf Grund seiner sehr sorgfältigen Untersuchungen zu demselben Vorschlag gekommen wie ich auf Grund

Meiner Ausicht nach steht unter dem Schutt der oberen Klus fester Fels in vermutlich ganz geringer Tiefe an und bildet eine geschlossene Barriere, durch die die lockeren und wasserdurchtränkten Kanderabsätze verhindert werden als Muhre in die Klus hineinzubrechen, wie sie es in dem so viel engeren Tunnellumen vermochten.

γ) Kare.

Auf die große Bedeutung der Kare in der Adamellogruppe dürfte zuerst Finkelstein hingewiesen haben, der 1889 (pag. 311—312) eine sehr anschauliche Schilderung von den Karen des Freronegebietes entwarf. Über ihre Entstehung hat er sich nicht ausführlicher geäußert. Doch sagt er: „Es liegt nahe, die Entstehung so ungewöhnlicher Formen mit der Wirkung des Ausfeilens durch frühere Hochferner in Verbindung zu bringen . . . . Die dem Tonalit eigene Art der Zerklüftung und Bankung ist dabei wohl alls wichtiger Faktor mit zu berücksichtigen“. Richter gibt in seinen „Geomorpholog. Untersuchungen in den Hochalpen“ [1]) nur ganz wenige Angaben über die Kare unserer Gruppe; und auch ich muß die aus verschiedenen Gründen sehr lohnende Spezialuntersuchung, insbesondere die Vergleichung der auf geringe Abstände oft in ganz verschiedenartige Gesteine eingesenkten Kare aus Mangel an Zeit anderen überlassen. Ich will daher im Folgenden nur einige Punkte besprechen, die mir in allgemeiner Hinsicht von Interesse zu sein scheinen.

Der wahrhaft hochverdiente Eduard Richter hat in seinen „Geomorpholog. Beobachtungen aus Norwegen“ [2]) und in der schon zitierten jüngeren Arbeit von 1900 wohl als erster darauf hingewiesen, daß ein Hauptfaktor bei der Bildung der charakteristischen Karform in der raschen Verwitterung der Rückwand und der Seitenwände an der oberen Grenze des Karfirnes oder -Gletschers besteht. Durch die an dieser Grenze sehr häufige Temperaturschwankung um 0° muß in der Tat die Frostsprengung das Gestein ungewöhnlich schnell zerstören. Da aber der bewegte Firn die auf ihn niederstürzenden Schuttmassen stets wieder entfernt, so bleiben die Angriffsflächen frei und die Wände wandern rückwärts.

Diesen ganzen Vorgang hat Richter mit so leuchtender Klarheit beschrieben, daß an seiner Existenz und Bedeutung wohl niemand mehr Zweifel haben wird.

Ein weiteres Charakteristikum der Karform ist es aber, daß zwischen Karen mit mehr oder minder nach außen geneigtem Boden [3]) und solchen mit beckenförmigem Grunde alle Übergange auftreten. Dabei dürfte im allgemeinen der schiefe Karboden die genetisch ältere Form sein, aus der sich im aktiven Kar erst allmählich das Karbecken, der „Karsee“ entwickelt. Schon Richter selbst hob hervor, daß die Kennzeichen der Gletschererosion, nämlich Schliffe, Rundhöcker, Schrammen im Allgemeinen auf den Karboden beschränkt sind. In den Rückwänden der Kare seien Gletscherspuren nur ausnahmsweise erkennbar, und vielfach lägen wenigstens in den Hochgebirgen die Kare so dicht an den Hauptkämmen, daß über ihnen gar kein Platz zur Entwicklung eines Eisstromes vorhanden sei, dem man die Auskolkung der Karhohlform zuschreiben könne.

Ganz bestreitet freilich auch Richter nicht, daß eine Erosion durch fließendes Eis im Kargrunde stattfindet. Er sagt zum Beispiel: „Ist das Kahr länglich, so wird der an den Seiten hinstreifende Gletscher eine unterschneidende Wirkung an den Seitenwänden des Kahres ausüben und

meiner wenigen Begehungen. Die Bauleitung soll auch tatsächlich die Tunnellinie so legen, wie wir es beide unabhängig von einander angeraten haben.

[1]) Petermanns Mitteilungen. Ergänzungsheft 132. Gotha 1900, pag. 96.

[2]) Sitz.-Ber. Wien. Akad. Wissensch. Mathem. Naturw. Klasse 105. 1896, pag. 147—189.

[3]) Ein typisches Beispiel dafür ist das auf pag. 124 erwähnte Kar von S. Vito.

61*

diese in die bekannte U-Form bringen. Aber auch im Hintergrund des Kahres, wo der vom Felsen sich wegbewegende Gletscher diesen nicht in direkter Weise angreifen kann, wird doch die starke Erfüllung des Schnees mit Gesteinstrümmern eine Abnützung des Fußes der Kahrwand bewirken, ebenso wie der Kahrboden durch die Grundmoräne abgenutzt wird. So erscheint die Kahrbildung als eine kombinierte Wirkung der transportierenden und abschleifenden Arbeit des Gletschers und der Zerstörung der Wände durch die Verwitterung" (Hochalpen, pag. 4). „Nichtsdestoweniger scheint uns die transportierende Arbeit des Firnflecks oder Gletschers, der im Kahre liegt, für die Ausrundung und Weiterbildung der Kahrwände wichtiger als die ausschleifende" (ebenda, pag. 9).

Aus den angeführten Äußerungen und anderen Bemerkungen Richters (auf pag. 7—9) geht hervor, daß er die Gletschererosion noch ganz wesentlich als „schleifende" und nur ausnahmsweise daneben als „splitternde Erosion" auffaßte. Erosion des Gletschers durch vorausgehende Frostsprengung kannte er auch 1900 noch nicht. Und darauf scheint mir in erster Linie seine geringe Wertschätzung der Gletschererosion in den Karen zu beruhen. Geht er doch darin so weit, daß er auf pag. 10 und 11 schließlich sagt: „Wenn Cvijic weiter ausführt, wie durch die Befeuchtung des Gesteins, durch abwechselnde Gletscherausräumung, Windwirkung etc. an den Lagerstellen der Firnflecke Gruben entstehen, und diesen Vorgängen mehr Bedeutung zumißt als der eigentlichen Gletschererosion, im Sinne der Gesteinsabschleifung, so bin ich damit vollständig in Übereinstimmung". Solche zum Teil wohl etwas mißverständlichen Äußerungen erklären es, warum E. de Martonne[1]), ich selbst[2]) und andere den Eindruck gewannen, daß Richter die Bedeutung der Gletschererosion in den Karen wesentlich unterschätzt habe. Schreibt doch Hassinger, in dem siebenten geogr. Jahresbericht aus Österreich[3]) geradezu, daß Richter den Kargletschern eine namhafte Erosionsarbeit nicht zuerkenne, sondern in den mit Seen erfüllten Becken am Kargrunde die Erzeugnisse chemischer Zersetzung und Gesteinsauflösung sehe, während dem Eise nur eine ausräumende Wirkung zukomme". Obwohl nun zuzugeben ist, daß eine solche Auffassung der Richterschen Darlegungen über das Ziel hinausschießt, sah sich doch Richter selbst dadurch veranlaßt, ausdrücklich hervorzuheben, daß sein Standpunkt mit dem Martonneschen übereinstimme[4]). Daher haben später auch Hettner[5]) und Lory[6]) die Martonnesche Auffassung als identisch mit der (älteren) Richterschen behandelt.

Bei dieser Auffassung ist es nicht wunderbar, daß der Gletschererosion nur eine geringe Bedeutung zugeschrieben wird. Denn sie geht von einem Zustande der aktiven Kare aus, bei dem der weitaus größte Teil der Karwände firnfrei ist, die Ernährung des Karfirns, beziehungsweise -Gletschers, also wesentlich nur von den im Winter auf die Firnoberfläche fallenden Schneemassen bewirkt wird. Daß unter diesen Umständen die Bewegung des Firnes und damit auch die Erosion nur sehr unbedeutend sein kann, ist klar. Ja, ich selbst möchte mit Richter und M. Schmidt[7]).

---

[1]) Sur la formation des Cirques. Annal. de Géographie. X. 1901.

[2]) L. c. pag. 139, Fußnote 1.

[3]) Wien 1909, pag. 135—136.

[4]) Richter im Referat über Martonne, Petermanns Mitteil. 1901. 47. pag 76 des Literaturberichtes.

[5]) Geogr. Zeitschrift. VII. 1901, pag. 454

[6]) Les cirques de montagne. Revue des Alpes Dauphinoises. 3. Nr. 9. 1901, pag. 6 des Sonderabdruckes.

[7]) Über Glazialbildungen auf Blatt Freudenstadt. Mitt. d. geolog. Abteil. des Kgl. Württemb. stat. Landesuntersuch. Stuttgart 1907. Nr. 1. — Über die Schwarzwaldkare hat in neuerer Zeit auch K. Regelmann wertvolle Beobachtungen gemacht. Vergl. Erläuterungen zu den Blättern Baiersbronn (pag. 61) und Obertal-Kniebis (pag. 90) der Württemberg. geolog. Spezialkarte.

der mittlerweile eine vorzügliche Untersuchung über Schwarzwaldkare geliefert hat, es sehr stark bezweifeln, daß diese kleinen Firnfelder, beziehungsweise Gletscherchen eine erhebliche Einwirkung auf den Untergrund ausüben können. Es fragt sich aber, ob die Beckenform so vieler Karböden überhaupt in dem von Richter in den Vordergrund gestellten Zustand der aktiven Kare gebildet wird. In zahlreichen Gebieten der Alpen sind nämlich die Firnsammelbassins der Talgletscher zweifellos in Hohlformen eingesenkt, die Karen entsprechen. Dennoch reicht die Firnbedeckung in ihnen oft genug nicht bloß bis an den Fuß der steilen Rückwand heran, sondern bedeckt sie bis zu erheblicher Höhe, ja in manchen Fällen bis zu dem Kamme hinauf. So befindet sich in Wundt's Buch „Die Jungfrau und das Berner Oberland" eine Abbildung des Finsteraarhorns, die in den niederen Teil des Kammes eingesenkte Kare zeigt, in denen der Firn einen recht erheblichen Teil der Rücklehne bedeckt[1]). Dank der freundlichen Erlaubnis des Herrn Obersten von Wundt habe ich auf Taf. IX, Fig. 1, das betreffende Bild verkleinert zur Darstellung bringen können. Ich spreche ihm auch an dieser Stelle meinen herzlichen Dank dafür und für die leihweise erfolgte Überlassung des Originalnegatives aus. Man beachte besonders den über dem Hauptgefällsknick der Kare verlaufenden Bergschrund. Er beweist uns, daß der ganze den Karboden erfüllende Firn in regelmäßiger Bewegung ist. Auch hier aber ist der Kamm eine völlig scharfe Schneide, die keine Firnansammlung gestattet. Noch interessanter ist eine dem Würthleschen Photographieverlage in Wien gehörende Aufnahme des Mösele (3486 *m*, Zillerthaler Alpen) vom Schönbichler Horn[2]), die ich auf Taf. X, gleichfalls etwas verkleinert, wiedergegeben habe. Der ganze dem Beschauer zugekehrte Hang des Berges ist ein einziges riesenhaftes Kar, das bis zum höchsten Kamme und Gipfel von einem mächtigen, durch gewaltige Querspalten zerrissenen Gletscher erfüllt ist. Auch hier fehlt über dem Kar ein eigentliches Sammelgebiet für den Firn. Nur das unbedeutende flach ansteigende allerhöchste Gipfelplateau liefert eine im Verhältnis zu den Maßen des Kares geringfügige Menge; aber das Kar selbst mit seinen zwar steilen, aber schließlich doch zurücktretenden Seiten- und Rückenlehnen sammelt den Firn, und die Zerspaltung der Firn- und Eismasse zeigt die lebhafte Bewegung. Wo aber Spalten aufreißen, da sind Druckschwankungen im Eise vorhanden und werden nach den Darlegungen auf pag. 445 Frostsprengung auf dem Grunde hervorrufen.

Beispiele, wie die beiden eben angeführten, sind in den Alpen hundertfach vorhanden[3]); und es kann wohl kaum ein Zweifel darüber bestehen, daß die aktiven Kare, die sich jetzt in dem Richterschen Stadium — wie ich es der Kürze halber nennen will — befinden, sich ebenso wie viele jetzt ganz vom Schnee verlassene Kare früher in dem Möselestadium befunden haben. Die Richterschen „aktiven Kare" sind also eigentlich nur noch halb aktiv, und Richters Ausführungen über das Verhältnis der Gletschertätigkeit zur Wandverwitterung treffen wohl für das von ihm betrachtete, nicht aber für das Möselestadium zu. In diesem muß die Wandverwitterung fast vollständig fehlen; wohl aber werden die auf den Karlehnen infolge der Unterstützung durch den unteren Firn liegenbleibenden Firnmassen langsam über die Wände herunterströmen, sie schleifen, glätten und gelegentlich schwach erodieren. Ihre Hauptwirkung aber wird es sein, daß sie dem den Karboden bedeckenden Gletscher als Nahrung dienen und ihm damit die Möglichkeit zu einer rascheren Bewegung und energischeren Erosion geben. Wo vollends, wie vielfach in unseren Mittelgebirgen über dem Kar[4])

[1]) In Spemanns Alpenkalender auf dem Blatte vom 13.—15 April 1907 reproduziert.

[2]) Ebendort 7.—9. November 1908.

[3]) Auch in der Adamellogruppe, nur daß ich von dort zufälligerweise keine passenden Aufnahmen zur Verfügung habe.

[4]) Zum Beispiel Feldsee oder Mummelsee im Schwarzwald.

noch Flächen von hinreichender Ausdehnung vorhanden sind, da wird der oberhalb des Kares entstehende Eisstrom sich über die Karwand als Gletscherfall ergießen und eine intensive Auskolkung des Karbodens hervorrufen können. Tatsächlich haben sich denn auch manchmal Spuren der Gletschertätigkeit auf den Seiten- und Rückwänden der inaktiven Kare ganz gut erhalten. Die Stelle oberhalb des Schwarzen Sees in den Vogesen, die ich in meiner zitierten kleinen Arbeit auf Taf. V abbildete, liegt in der Rückwand des Kares. Dort ist die Granitoberfläche prachtvoll glazial geglättet. Aus ihr aber ist durch die von mir angenommene und auf pag. 138 der betreffenden Arbeit eingehend geschilderte Weise ein großer Block durch Gletschererosion entfernt. Gerade aus der Seltenheit solcher Beispiele schloß nun Richter darauf, daß die Rückwände nicht vom Eise bearbeitet worden seien. Ich glaube, daß der Tatbestand und damit das ganze Karproblem sich auf die folgende Weise leicht erklären lassen. Beim Beginne einer Vereisung in einer vorher nicht vereisten Gebirgsregion bilden sich Firnflecken, beziehungsweise kleine Gletscher zunächst an all den Stellen, die wie das Richter (l. c. pag. 4—5), de Martonne, Martin Schmidt (l. c. pag. 16—17) und andere genau beschrieben haben, irgendwie orographisch begünstigt sind, also vor allen Dingen wohl in den Taltrichtern, daneben aber auch in allen Nischen und Gruben günstig exponierter Hänge, am Fuße von Steilwänden usf.[1]). Jetzt setzt das Richtersche Phänomen ein, die Wände werden rückwärts, beziehungsweise seitwärts verlegt, der Schutt abwärts transportiert, als Moräne aufgehäuft, der noch schräg geneigte Untergrund weniger durch die sehr langsam strömenden Firnmassen als durch die von ihr über den Untergrund fortgeschleppten Steine etwas abgenützt, abgeschliffen, geschrammt. Zu einer Beckenbildung kommt es nach meiner Auffassung in diesem Stadium wohl nicht, selbst wenn es sehr lange bestehen sollte. Bei langer Dauer werden nischenartige Hochflächen mit steiler Umrandung, aber schräger Neigung der Böden entstehen, Karembryonen, wie ich sie nennen möchte, manchmal von erheblicher Oberfläche, aber selbst dann absolut nicht dem typischen Kar der Martonneschen Definition entsprechend. Die Adamellogruppe ist sehr reich an derartigen Bildungen. Taf. V, Fig. 1 zeigt charakteristische Beispiele, während auf Taf. VIII, Fig. 2 unter dem Kamme des Monte Alta Guardia bei Breno eine Anzahl von Wandabsätzen zu sehen ist, die beim Sinken der klimatischen Schneegrenze Firnfelder festhalten und das Richtersche Phänomen einleiten konnte. Natürlich können schon in diesem Stadium bei genügend langer Dauer durch Rückwitterung der Seiten-, beziehungsweise Rückwände der Nischen Vereinigungen ursprünglich getrennter Individuen und auf den Höhen schräge Denudationsflächen entstehen.

Jetzt sind aber zwei Möglichkeiten vorhanden. Entweder die klimatische Firngrenze rückt wieder in die Höhe und die Karembryonen bleiben als solche mit ihren schrägen Böden erhalten; oder aber die Firngrenze sinkt; es kommt zu einer wirklichen Vereisung und Bildung ausgedehnter Gletscher vom alpinen Typus. Die Karembryonen werden Firnsammelbassins größerer Gletscher und treten in das Möselestadium ein. Das Richtersche Phänomen, die Rückwitterung der Wände hört auf. Dafür beginnt aber jetzt kräftige Gletschererosion im Kargrunde. Der schräge Boden wird mehr und mehr geebnet und erhält bei hinreichender Dauer des Möselestadiums Beckenform, die alte Moräne wird hinausgetragen und entfernt. Der Karembryo ist zum Kar geworden. Geht die Vereisung noch weiter, kommt es zur Bildung eines einheitlichen Inlandeises, so wird wohl

[1]) Typische Kare, der Martonneschen Definition entsprechend, werden allerdings wohl nur dann entstehen, wenn die ursprüngliche Hohlform schon einen einigermaßen rundlichen Querschnitt besaß. So sagt z. B. Rovereto in seiner lesenswerten „Geomorfologia del Gruppo del Gran Paradiso“: „Non si comprende come l'arretramento debba essere circolare, purchè non si ammetta che il nevaio venne ad occupare un precedente circo ad imbuto erosivo“. (Boll. Club alpino italiano 1906, pag. 230.)

auch die Karform wieder zerstört werden. Das Kar ist durch individualisierende Vorgänge entstanden, die Inlandvereisung dürfte nivellieren. Geht die Vereisung aber zurück, so geht das Kar aus dem Möselestadium wieder in das Richtersche Stadium über und wird infolge der mittlerweile entstandenen Beckenform besonders günstige Bedingungen für das Richtersche Phänomen bieten. Denn in den beckenförmigen Einsenkungen wird sich der Firn noch länger halten als auf den schrägen Böden. Es wird also jetzt eine energische Rückwitterung der Wände einsetzen; und dieser werden in den allermeisten Fällen die Spuren der Gletschertätigkeit auf den Wandflächen zum Opfer fallen. Daraus erklärt sich die von Richter hervorgehobene Seltenheit von Gletscherschliffen und anderen Glazialerosionsspuren an den Karlehnen. Im Kargrunde werden meiner Ansicht nach kaum wesentliche Veränderungen eintreten. Jedenfalls werden dort die Polituren und Schrammungen sowie die Beckenbildungen nicht zerstört werden. Wohl aber beginnt von neuem der Schuttransport zum Kar-Ende. Denn bei der jetzt vorhandenen Form des Grundes wird der Firn sich in dem Becken länger halten und daher seine End-Moräne gerade am Ende des Beckens ablagern. So erklärt sich die in vielen Karen des Schwarzwaldes und der Vogesen beobachtete Tatsache, daß die Moräne des Kares gerade dem Karriegel aufliegt. Verschwindet der Firn ganz und gar, so bleibt die Karform übrig, von der Richter bei seinen Betrachtungen ausging und die auch von de Martonne für seine Kardefinition gewählt wurde.

Man sieht, daß sich meine Anschauung von der Richterschen dadurch unterscheidet, daß Richter die Rückwitterung der Wände und die Ausbildung der Bodenbecken der Kare als gleichzeitige Vorgänge ansah. Für mich sind sie zeitlich getrennte Vorgänge, und es ist, wenn man so will, eigentlich gar nicht derselbe Firnfleck, beziehungsweise Gletscher, an dessen oberer Kante die Frostsprengung die Wände zerstört und dessen Bewegung den Grund umgestaltet. Erst lagert sich vielmehr nach meiner Auffassung Firn in eine nicht glaziale Hohlform des Gebirges ein. Es beginnt das Richtersche Phänomen und erzeugt den Karembryo mit geneigtem Boden. Die Vereisung wird stärker; der Firnfleck wird zum Gletscher, beziehungsweise der Gletscher nimmt andere Dimensionen und Formen an. Jetzt tritt das Karembryo in das Möselestadium ein und wird durch die Gletschererosion zum Kar, während das Richtersche Phänomen so lange ruht. Erst beim Rückgang der Vereisung beginnt es von neuem, formt die Karwände um, zerstört die Eisspuren auf ihnen und hinterläßt schließlich beim völligen Schwinden des Eises das Kar in der Form, in der wir fast überall die typischen inaktiven Kare antreffen.

Es ist aber zu beachten, daß es nicht notwendigerweise bis zur Beckenbildung in den Karembryonen zu kommen braucht. War die Dauer des Möselestadiums nicht lange genug oder ist das Gestein der Erosion nicht günstig, so bleibt der Boden schräg und das Kar unvollkommen. Und so ist es nicht wunderbar, daß wir alle Übergänge von der einfachen Wandnische bis zum vollendeten Kar nebeneinander in demselben Gebirge antreffen.

Nach diesen Darlegungen scheint es mir zweifellos festgestellt zu sein, daß zur Bildung eines typischen Kares die Glazialerosion ein ebenso notwendiger Faktor ist wie die Richtersche Wandrückwitterung. Und ich glaube, daß auch bei der Bildung typischer Kare der Mechanismus der Glazialerosion nur dann verständlich wird, wenn man außer der schleifenden und splitternden Erosion auch noch Erosion durch Frostsprengung annimmt. Auch die Tatsache, daß in manchen Karen mehrere Becken in den Grund eingeschliffen, daß andere gestuft sind, scheint mir bei der Annahme der ja in ganz hervorragendem Maße selektiven Erosion durch Frostsprengung viel leichter zu begreifen. Daß die Möglichkeit dieser Art der Gletschererosion in Karen, die sich im Möselestadium befinden, wirklich existiert, wird wohl niemand bestreiten, der einen solchen Gletscher einmal gesehen hat.

Wie schon vorher gesagt, kann in dieser Arbeit keine spezielle Beschreibung der Adamello-Kare geliefert werden. Nur auf zwei schon im lokalen Teile geschilderte Vorkommnisse muß ich wegen ihrer besonderen Form ausdrücklich hinweisen, das Benecke-Kar (pag. 231—233) und das Lepsius-Kar (pag. 208).

Beide haben die fast völlig trichterartige Gestalt gemeinsam, bei beiden wird der Abschluß von einer hoch aufragenden Wand von Trias, beim Benecke-Kar von Raibler Schichten, beim Lepsius-Kar von Esinomarmor gebildet. In beiden Fällen ist die Wand nach innen, gegen das Trichtertiefste geneigt und ihre Neigung entspricht ziemlich genau den Schichtflächen. Die Bodenhöhlung des Benecke-Kares liegt ganz, die des Lepsius-Kares fast ganz im Tonalit. In beiden war ursprünglich ein See eingebettet, in beiden ist dieser längst verlandet; das Wasser der Hänge aber hat sich unterirdisch seinen Weg durch die leicht auflöslichen, kalkigen Triasschichten gebahnt.

Die Form dieser Trichter-Kare, wie man sie nennen könnte, unterscheidet sich von der der gewöhnlichen Kare mit beckenförmigem Grunde hauptsächlich durch die Tiefe der Aushöhlung und durch die beinahe kreisrunde dolinenartige Gestalt. Da die Aushöhlung wesentlich im Tonalit erfolgte, so wäre es unberechtigt, der chemischen Erosion durch das Wasser hier die Rolle des primären Faktors der Hohlraumbildung zuzuschreiben. Wir müßten dann die Höhlung im wesentlichen in der Trias erwarten. Aber eine Nebenrolle dürfte die Auflösung der Kalke durch das Wasser insofern gespielt haben, als sie schon während und vielleicht auch nach der glazialen Erosion des Grundes den unter den Tonalit schräg einfallenden Kalk entferute (vergl. Fig. 63 auf pag. 232) und so den überlagernden Tonalit zum Nachbrechen prädisponierte. Die Gletschererosion allein halte ich nicht für befähigt, derartig tiefe enge Löcher auszukolken.

Anhang.

Im Jahre 1906 fuhr ich mit der Eisenbahn durch das Veltlin von Colico bis zur Tresenda. Mir fiel bei der Fahrt auf, daß man auf der Nordseite des Tales kaum recht typische Kare sieht, während sie auf der Südseite prachtvoll und in erheblicher Zahl entwickelt sind. Es ist das wieder ein schönes Beispiel für den Einfluß der Exposition auf die Karbildung, das ich bei dieser Gelegenheit hervorheben wollte, da ich es im Penck' und Brücknerschen Werke nicht erwähnt finde.

δ) Talstufen [1]) (Kartreppen, Seetreppen).

Es ist eine längst bekannte Tatsache, daß in ehemals vergletscherten Tälern Stufenbau außerordentlich häufig auftritt; doch sind es im allgemeinen wohl nur die kleineren Seitentäler oder die obersten Stücke der Haupttäler, die diesen Bau zeigen, sei es nun, daß er auf sie beschränkt, sei es, daß er nur in ihnen erkennbar ist. Geht man in einem solchen Tale aufwärts, so folgt auf einen flachen oder doch mäßigen Aufstieg plötzlich eine meist steile Wand, über die der Bach, sei es als Wasserfall, sei es als „Stromschnelle" herunterzustürzen pflegt, während der Weg mühsam im Zickzack in die Höhe steigt. Oben angelangt steht man gewöhnlich auf einem glazial abgerundeten Felsriegel, in den sich der Bach oft nur unbedeutend eingeschnitten hat. Hinter dem Riegel breitet sich ein See oder ein Seeboden aus und manchmal folgt schon unmittelbar hinter dessen Ende eine neue Steilwand mit Wasserfall und all den eben geschilderten Eigentümlichkeiten. Ich habe 1900 in der schon mehrmals zitierten kleinen Skizze ein sehr typisches Beispiel

[1]) Um Mißverständnisse zu vermeiden, bemerke ich, daß ich unter „Stufe" stets die steile Wand, nicht aber den gewöhnlich darüber liegenden flachen Talboden verstehen will.

einer solchen „Seetreppe“, wie man sie wohl am besten nennt, aus der Adamellogruppe beschrieben und abgebildet (l. c. pag. 134—136 und Taf. IV). Es ist das das Aviotal mit seinen acht flachen Böden oder Seen [1]). Offenbar in dieselbe Kategorie der Glazialerscheinungen gehören aber auch Kartreppen und die gestuften Kare [2]), die mir ebenfalls aus der Adamellogruppe in einer Reihe von Beispielen bekannt sind. So hat zum Beispiel die „Foppa“ bei Edolo, von der ich schon 1890 [3]) eine rein objektive morphologische Schilderung, ganz ohne Rücksicht auf ihre Entstehung gegeben habe, in der Mitte eine derartige Stufe. Der karartige oberste Abschnitt der Val Paghera bei Vezza besteht „aus zwei alten Seebecken, die voneinander durch einen äußerst niedrigen, glazial abgerundeten, aber jetzt durchsägten Tonalitrücken getrennt sind. Die Oberfläche des zweiten ausgefüllten Beckens liegt nur etwa 2 *m* tiefer als die des ersten“ [4]).

Die Entstehung dieser Tal- oder Karstufen wird sehr verschiedenartig erklärt. Von vornherein auszuschalten sind meiner Ansicht nach außer in Spezialfällen alle Hypothesen, die allein Wechsel in der Härte oder Wetterbeständigkeit der Gesteine, beziehungsweise tektonische Absenkung der tieferen Teile als Ursache annehmen. Denn sie vermögen nicht zu erklären, warum das Auftreten von mehr als einfachen Stufen so gut wie ganz auf die ehemals vergletscherten Regionen beschränkt ist und warum das Talstück über und unter dem Gefällsknick gewöhnlich Beckenform besitzt. Sie versagen endlich völlig, wo die Stufen wie in dem Aviotal und anderen Tälern der Adamellogruppe in das einheitliche Tonalitgebiet eingeschnitten sind und in gleich gebauten Paralleltälern einander weder der Zahl noch der Anordnung nach entsprechen.

Gerade in der Adamellogruppe und zwar im Salarnotal hat Baltzer [5]) den Stufenbau eingehend studiert und zum Teil durch eine abweichende Hypothese zu erklären versucht. Doch wird man bei deren Erörterung berücksichtigen müssen, daß sie in einer Zeit aufgestellt wurde, in der die Anschauungen über Glazialerosion und Vereisungen des Diluviums noch wesentlich ungeklärter waren als heutzutage, und daß es damals nur sehr schlechte topographische Karten der Gegend gab. Ich vermute also, daß Baltzer selbst heute wohl seine Anschauungen in manchen Punkten modifiziert haben wird. Er sagt: „Die Anzahl der Terrassen beträgt 5—7, zwei davon besitzen Seen . . . Im ganzen Tal existiert kein Wasserfall; die Abstufungen sind flach . . . Wie ist nun dieser Terrassenbau zu erklären? Hier wohl nicht anders als durch die kombinierte Wirkung von Erosion“ (sc. Wassererosion W. S.) „und Gletscher. Die große Stufe bei Cevo ist Folge der Zuflüsse vom Adamètal und Arnosee . . . Die andere große Stufe von 552 *m* läßt sich mit dem Gesteinswechsel in Zusammenhang bringen. Der harte Tonalit widersteht der Erosion besser als der Schiefermantel.“ Für die oberen Stufen aber wird angenommen, daß, so lange ein Talabschnitt vom Gletscher bedeckt blieb, er konserviert und das abwärts gelegene Talstück erodiert wurde. Daher entspreche jede Stufe im Tal einem Stillstand im Gletscherrückgang, und diesen Rückzugsstadien seien die Stufen zuzuschreiben. Dieselbe Hypothese, sogar durch dieselbe Figur erläutert, hat Baltzer auch 1873 in seinem „Glärnisch“, pag. 67, ausgesprochen. Zu seinen Auseinandersetzungen habe ich folgendes zu bemerken. Cevo liegt gar nicht unten im Talgrunde,

[1]) Vergl. pag. 137 dieser Arbeit, wo auch eine ältere Schilderung Cacciamalis zitiert ist.

[2]) Daß „zwischen den Kahrtreppen und dem regelmäßigen Stufenbau vieler alpiner Quertäler ein Unterschied nicht gemacht werden kann“, hat Richter treffend gezeigt. (Geomorphol. Untersuchungen in den Hochalpen. Petermanns Mitteil., Ergänzungsheft 132, Gotha 1900, pag. 47.)

[3]) Salomon, 1890 (siehe Liter. Verzeichnis), pag. 462.

[4]) Pag. 122 dieser Arbeit.

[5]) Baltzer, 1869, pag. 4—8 des Sonderabdruckes.

sondern 450 *m* darüber auf der seitlichen Bergflanke, allerdings auf einem flacheren Gehänge, das man als Seitenterrasse auffassen kann. Außerdem aber liegt es so weit talabwärts von der Einmündungsstelle der von Baltzer zitierten Zuflüsse, daß schon dadurch jeder Zusammenhang zwischen diesen und einer eventuellen Stufenbildung bei Cevo auszuschließen wäre. Merkwürdigerweise ist aber gerade unter und über der Einmündungsstelle der Seitenbäche das Gefälle der Täler so gering und gleichmäßig, daß man eben dort überhaupt nicht von einer deutlichen Stufenbildung sprechen kann. Weiter oben im Tal folgt in der Tat eine Reihe von ganz ausgeprägten Stufen, die am besten auf Blatt Monte Adamello von *J* 25 erkannt werden können. (Vergl. aber auch *A* und die kurze Erwähnung auf pag. 84.) Die erste noch ganz in den kristallinen Schiefern gebildete Stufe liegt unterhalb der Malga Pesce und bedeutet einen Anstieg von etwa 1350 bis 1667 *m*. Auf ihrer Oberseite liegt Malga Macesso di sotto. Hinter dieser liegt die Tonalitgrenze und mit ihr fällt eine neue Stufe von rund 200 *m* Anstieg zusammen. Oben liegt Malga Macesso di sopra in 1892 *m* Höhe. Ich habe nicht mehr in Erinnerung und leider auch vergessen zu notieren, ob der etwa 100 *m* hohe und nur etwa 600 *m* lange Anstieg zum Lago di Macesso auch Stufencharakter hat, wie es mir jetzt bei Betrachtung von *J* 25 scheint. Jedenfalls aber ist der 1958 *m* hoch gelegene, durch Inseln ausgezeichnete Macessosee von dem ganz wenig entfernten 2038 *m* hohen Salarnosee durch eine Stufe getrennt; und über diesem folgt nach einer neuen Stufe der 2100 *m* hohe Seeboden der Malga Dosasso. Ob darüber noch deutliche Stufen erkennbar sind, das habe ich bei meinem Besuche im Jahre 1890 leider ebenfalls nicht notiert und gleichfalls nicht in Erinnerung. Die Karten sind mir aber in dieser Hinsicht nicht deutlich genug, wenn auch *J* 25 einen alten Seeboden unterhalb des Rifugio in etwa 2200 *m* Höhe anzudeuten scheint.

Die zweite der von Baltzer hervorgehobenen Ursachen der Stufenbildung ist wirklich im Salarnotal und in einer Reihe von anderen Radialtälern der Adamellogruppe nachweisbar. Wo im Talgrunde der talaufwärts gelegene Tonalit von nicht bloß weicheren, sondern auch wesentlich leichter verwitternden Gesteinen abgelöst wird, da ist eine manchmal sehr steile und bedeutende Talstufe vorhanden. Sie hat im Salarnotal eine Höhe von weniger als 200 *m* [1]), im Adamètal etwa 400 *m* (vergl. pag. 79). Im Daonetal bei Ert ist sie schwach entwickelt, aber deutlich erkennbar und die Ursache eines kleinen Wasserfalles. Sie fehlt aber in vielen anderen Tälern ganz und gar, oder ist durch rückschreitende Erosion zerschnitten, beziehungsweise etwas talaufwärts verlegt [2]). Wir sehen also, daß in der Adamellogruppe ebensogut wie in früher nicht vergletscherten Gegenden der Gesteinswechsel die Veranlassung zur Bildung isolierter Stufen und damit von Wasserfällen werden kann [3]). (Rheinfall bei Schaffhausen.) Es ist aber ganz ausgeschlossen, auf ihn die Bildung ganzer Reihen von übereinandergelegenen Stufen zurückzuführen, noch dazu, wenn diese Stufen alle in dasselbe Gestein eingeschnitten sind.

Wir kommen nun zu der neuen Hypothese Baltzers. Nach dieser müßten wir erwarten,

---

[1]) Nicht 552 *m*, wie Baltzer angibt. Macesso di sotto liegt mit 1690 *m* noch im Perm, Macesso di sopra mit 1892 *m* im Tonalit. Der Anstieg vom Ende des Talbodens bei Macesso di sotto bis zur Hütte Macesso di sopra liegt bereits ganz im Tonalit. Vergl. Salomon, 1891, I, pag 471; Salomon, 1897, II, pag. 167 und pag. 84 dieser Arbeit.

[2]) Zum Beispiel in der Val Paghera = Valle Aviolo bei Vezza, wo die Stufe etwa 450 *m* Höhe hat. Das alte Seebecken darüber liegt etwa 1920 *m* hoch. Die Beziehung zum Gesteinswechsel ist hier trotz der Rückwärtsverlegung noch ganz ausgesprochen.

[3]) Auch die harten, widerstandsfähigen Bänke des Grödener Sandsteines können Riegel bilden. (Vergl. pag. 234.)

auf jedem oberen Rand einer Stufe einen Endmoränenwall zu finden [1]). Erfahrungsgemäß ist das nur selten der Fall, obwohl die dort vorhandenen Felsriegel ihre Politur und Glättung sehr oft vorzüglich bewahrt haben und auch nach der ganzen Lage eine nachträgliche Entfernung solcher Moränenriegel ausgeschlossen ist. Ferner müßte unter der Baltzerschen Voraussetzung eine Beziehung zwischen der Zahl der Stufen und der nachweisbaren Rückzugsstadien der letzten Vereisung vorhanden sein. Sie stimmen aber weder in der Zahl, noch in der Lage überein. Die Moränenriegel des Bühl-, Gschnitz- und Daunstadiums haben gewöhnlich eine von den Stufen gänzlich unabhängige Lage. Hätte Baltzer recht, so müßten benachbarte Paralleltäler unter sich gleiche Anordnung und Zahl der Stufen haben, was nicht zutrifft. Endlich basiert Baltzers Hypothese ganz und gar auf der Annahme, daß die Gletscher konservieren statt zu erodieren, eine Annahme, die ich, wie schon oft erläutert, für falsch halte. Auch Richter hat sich in seinen „Geomorph. Untersuchungen in den Hochalpen" (pag. 49) gegen Baltzer ausgesprochen.

Eine Anschauung, die auf den ersten Blick Ähnlichkeit mit der Baltzerschen zu haben scheint, ist von Brückner und Penck (l. c. pag. 621) entwickelt worden. „Manche Riegel mögen auch Stellen markieren, an denen in einer Phase der Eiszeit der Gletscher während längerer Zeit endigte, so daß das Becken oberhalb des Riegels als Zungenbecken entstand. Auch beim Kirchet bei Meiringen und beim Riegel von St. Maurice dürfte das mitgespielt haben; heute noch liegen auf diesen Riegeln Moränen. In Fällen, wo ein späterer Gletschervorstoß die Endmoräne vernichtete, ist eine solche Entstehung nicht mehr zu erweisen."

Man sieht, daß es hier den Autoren nur darauf ankam, die Bildung des Beckens und des unterhalb des Beckens folgenden Riegels zu erklären, nicht aber die eigentliche Stufenbildung am Außenrand des Riegels. In Wirklichkeit ist die Ähnlichkeit mit der Baltzerschen Hypothese also nur rein äußerlich. In der vorsichtigen, auf Spezialfälle beschränkten Form, wie ich sie hier zitiert habe, scheint mir nichts dagegen einzuwenden zu sein.

Brückner und Penck untersuchen an dem angegebenen Orte ganz eingehend die Bildung der Stufen und Riegel. Außer dem bereits mitgeteilten Passus, der sich nur auf die letzteren bezieht, haben sie drei Erklärungen für Stufen [2]).

Auch sie führen ebenso wie Baltzer und ich einzelne Stufen und Riegel auf Gesteinsverschiedenheiten zurück. Sie erklären das Kirchet bei Meiringen, den Riegel von St. Maurice im Rhonetal und den von Mauvoisin im Bagnestal durch das Auftreten besonders widerstandsfähiger Gesteine. Weiter heißt es: „Becken mit dahinterliegenden Stufen finden sich oft dort, wo mehrere große Gletscher sich vereinigten, so das Becken von Chermontane im Hintergrund des Bagnestales" usw.

Auf pag. 302 aber wird hervorgehoben, daß „die Stufenmündung eines Nebentales in der Regel auch mit einer Stufe des Haupttales verbunden ist, welche gewöhnlich etwas talaufwärts gerückt ist". Die Erklärung für diese Beobachtungen wird auf pag. 303 gegeben: „Alle diese Fälle lassen aufs neue erkennen, daß die beträchtlichste Erosion dort ausgeübt worden ist, wo ein Zusammenfließen großer Eismassen stattgefunden hat. Diese Erosion hat sich im Haupttale ein Stück weit aufwärts erstreckt, an der Mündung der Nebentäler macht sie halt. Man meint zu sehen, wie der Haupttalgletscher oberhalb der Seitengletschermündungen eintaucht, um letztere zu unterschieben."

[1]) Baltzer nimmt allerdings, wie man in seiner zitierten Originalarbeit nachlesen wolle, für die tieferen Stufen eine stets um gleiche Beträge erfolgende Erniedrigung durch in die Breite gehende Wassererosion an. Dabei würden auch die Endmoränen verschwinden. Dem widerspricht aber die glaziale Rundung der Riegel.

[2]) Von den Stufenmündungen der Hängetäler sehe ich hier ab.

Bei dieser Anschauung wird also die Haupttalstufe auf die infolge Zuströmens von Seitengletschern vermehrte Erosionskraft des Eises zurückgeführt. Die Eintiefung des Tales ist im gewissen Sinne als Funktion der Masse des Gletschers gedacht. Untersuchen wir mit Hilfe der italiänischen und der Aegerterschen Karten an einigen Beispielen aus der Adamellogruppe, ob dort die Penck-Brücknersche Erklärung, sei es immer, sei es wenigstens für einen Teil der Stufen, anwendbar ist.

In dem von mir 1900 beschriebenen Aviotal münden oberhalb der Caldeastufe rechtsseitig im Gebiete des dort etwas geneigten Talbodens mehrere, wenn auch unbedeutende Tälchen ein. Unterhalb mündet rechtsseitig die bedeutendere Val di Salimmo. Der Caldeaboden liegt aber ganz wenig unter der ersten Cascata. In deren Gebiet fehlen Seitentäler. Unmittelbar darüber folgt der Laghetto (1866 *m*), gegen den linksseitig nach *A* sich ein Seitentälchen öffnet. Im Gebiete des großen Lago d'Avio (1881 *m*) sind nur unbedeutende Seitentälchen vorhanden; wohl aber mündet in der Mitte des aufgefüllten Sees von Malga di Mezzo von rechts die bedeutende Valle dei Frati, von links das weite zum Passo delle Gole larghe führende Gabeltal. Im Gebiete des alten Sees von Malga Levedole vereinigt sich die Valle del Veneroccolo mit dem oberen Hauptzweige des Aviotales.

Im Borzagotal mündet wenig unterhalb der steilen, etwa 400 *m* hohen Stufe von Niscli (vergl. pag. 307) die bedeutende Val Conca. Im oberen Valentinotal liegt gleich unter der steilen Stufe des Coël di Vigo der Seitenzirkus der Malga Stracciola, der die Eismasse des Haupttales wesentlich verstärkt haben muß.

Unmittelbar unter der riesenhaften Stufe, über die der Mandronegletscher seine vorderste schmale Zunge als Gletscherfall in die Val di Genova stürzen läßt, münden Lobbiagletscher und -Bach in das Haupttal.

Fast alle diese Beispiele sind der Penck-Brücknerschen Auffassung mehr oder minder günstig: und die Zahl der ihr günstigen Fälle läßt sich leicht stark vermehren. Es gibt aber doch auch viele Beispiele, in denen sie, wie die beiden Forscher selbst bereits hervorgehoben haben, nicht anwendbar ist. Sie sagen: „Zahlreiche Riegel entsprechen keinem der erwähnten Typen. So liegen die Riegel und Becken im Aaretal zwischen der Handegg und dem Unteraargletscher alle im Gneisgranit" usw. . . „In diesen Fällen ist meist ein Unterschied in der Festigkeit des Gesteins nicht zu erkennen. Aber auch größere Seitengletscher, deren Vereinigung mit dem Hauptgletscher die Erosionskraft des letzteren gesteigert haben könnte, fehlen. Für diese Stufen und Riegel müssen Differenzen in der Erosionskraft des Gletschers als Ursache angenommen werden, die in der Längsrichtung auftraten und sei es durch Änderungen des Gefälles, sei es durch solche des Querschnittes, bedingt waren. Ein Riegel wurde herausgebildet, wo die Erosionskraft talabwärts kleiner war als talaufwärts. Wo dagegen die Erosionskraft lokal eine Steigerung erfuhr, entstand ein Becken und oberhalb einer solchen Stelle starker Erosion konnte sich eine Stufe ausbilden".

Richter hat in seinen Hochalpenuntersuchungen 1900 das Problem der Stufenbildung gleichfalls behandelt und kommt dabei. auch auf Grund einer mir nicht zugänglichen Arbeit von Mac Gee im Journal of Geology (II, 350, „Glacialcañons"), zu der Annahme, „die Gletscher hätten die Eigenschaft, die in einem Tale vorhandenen Gefällsungleichheiten zu steigern, in dem sie stärker geneigte Stücke noch steiler, die weniger geneigten nahezu horizontal machen oder gar in Gruben verwandeln". „Der darüber ziehende Gletscher hat die Tendenz, die Ungleichheiten des Talgefälles zu steigern" (pag. 48—49) [1].

[1] Vergl. auch das kurze, aber sehr klare Referat von Hettner. Geogr. Zeitschrift, 1901. pag. 451.

Ich selbst habe noch 1900 die Bedeutung der Talstufen nicht richtig erkannt, stehe aber jetzt ebenfalls auf dem Standpunkt von Penck, Brückner und Richter, daß sie durch die Tätigkeit der Gletscher erzeugt werden. Ich möchte es dabei mit Richter für möglich halten, daß die schwachen Gefällsknicke des alten praeglazialen Talbodens die erste Veranlassung zu ihrer Herausbildung waren. Denn wenn in eine flache, gleichmäßig nach außen geneigte Gefällslinie eines Flußtales ein steileres ebenfalls nach außen geneigtes Stück eingeschaltet ist, so werden bei Gletscherbedeckung wenigstens am Anfang und am Ende dieses Zwischenstückes Oberflächen-, beziehungsweise Grundspalten im Eise aufreißen, wenn nicht gar die ganze Strecke von Spalten durchzogen sein wird. Mit der Bildung, der Wanderung und der Schließung der Spalten treten aber am Grunde des Gletschers die der Gletschererosion so günstigen Druckschwankungen auf, und es wird also hier, wie auf pag. 445 auseinandergesetzt, das Ausfrieren und der Transport von Platten und Blöcken beginnen. Ist das Gestein günstig zerspalten, beziehungsweise hat es eine der Erosion günstige Anordnung und Stellung der Klüftbarkeitsebenen, so wird am Ende des steileren Gefällsstückes ein Becken entstehen und allmählich rückwärts schreiten. Dabei wird das steile Stück der Gefällslinie immer steiler und immer kürzer, das Becken immer länger und tiefer. Der das Becken abwärts begrenzende Fels wird zum Riegel, die es aufwärts begrenzende schräg geneigte Fläche wird allmählich zur Steilwand, über die in postglazialer Zeit der Bach als Wasserfall stürzt. Ich halte es aber nicht nur für möglich, sondern sogar für wahrscheinlich, daß beim Rückgang der Gletscher das Eis und in postglazialer Zeit der Winterfirn in den Wannen längere Zeit liegen bleibt als an anderen Stellen. Es muß dann das von Richter aus den Karen beschriebene Phänomen der Wandrückwitterung einsetzen und wird sehr wesentlich dazu beitragen, die Wand steiler zu machen und eventuell ein Stück weit rückwärts zu verlegen. Ist das Gestein der Gletschererosion ungünstig, wobei es, wie ich ausdrücklich hervorhebe, nicht auf die Härte, sondern auf die Klüftbarkeit ankommt, so wird sich der Vorgang nur sehr langsam vollziehen, und es braucht überhaupt nicht zur Bildung deutlicher Stufen zu kommen. Umgekehrt halte ich es für wahrscheinlich, daß auch ohne merkliche Gefällsknicke Stufen und mit ihnen Becken und Riegel dadurch verursacht werden können, daß sich die Klüftbarkeitsebenen der Gesteine auf einer bestimmten Strecke des Talgrundes günstig, darüber und darunter ungünstig verhalten. Die geologische Karte verrät das nicht. Die Beobachtung im Freien aber zeigt, wie in dem Abschnitt über die Klüftung des Tonalites ausführlich besprochen werden wird, daß in dieser Hinsicht oft auf kurze Strecken große Unterschiede vorhanden sind. Sie beruhen im allgemeinen weniger auf einem raschen Wechsel in der Orientierung der Klüftbarkeitsebenen, als darauf, daß in einem Gebiet das eine, im anderen ein anderes Kluftsystem vorherrscht oder doch deutlicher entwickelt ist. Die klare und einleuchtende Formulierung des Problems, wie sie Penck und Brückner 1904 gegeben haben (vergl. pag. 470 dieser Arbeit), bedarf also meiner Meinung nach nur einer kleinen Erweiterung. Es sind nicht bloß Differenzen in der Erosionskraft des Gletschers, sondern auch Differenzen der Klüftbarkeit und der Anordnung ihrer Ebenen im homogenen Gestein, welche die für die Stufen-, Riegel- und Beckenbildung charakteristische Lokalisierung, die Selektion der Gletschererosion hervorbringen. Das hat denn auch Penck (l. c. pag. 836) 1907 bereits erkannt. Er sagt: „Ich muß Salomon in der Würdigung der Klüftbarkeit des Gesteins für die ausbrechende glaziale Erosion durchaus beipflichten. Letztere ist in der Tat auch im homogen erscheinenden Gesteine dank dessen verschiedener Klüftbarkeit eine selektive, so wie dies seither auch von Gilbert für die Sierra Nevada gezeigt worden ist. Der Einfluß der Klüfte auf den Formenschatz des Aviotales ist ein ganz augenfälliger" usw. . . . „So erscheinen mir denn nicht blos die Wannen im Aviotale,

sondern auch deren Stufen als Werke glazialer Erosion, welche durch die Klüftbarkeit des Gesteins gefördert ist."

Fassen wir alle diese Betrachtungen zusammen, so zeigt es sich, daß die Bildung einzelner Stufen, Wasserfälle und Stromschnellen in glazialen und nicht glazialen Gebieten durch einen Wechsel des Gesteins bedingt sein kann. Die große Mehrheit der wohl so gut wie ausschließlich auf Glazialgebiete beschränkten Stufen*reihen*, besonders in der Form der Seetreppen und Kartreppen, erklärt sich aber entweder durch einen Wechsel in der Erosionskraft des Gletschers oder durch Unterschiede in der Klüftbarkeit der von dem Gletscher erodierten Gesteine. Der erstere Fall, eine Vermehrung der Erosionskraft des Gletschers, ist häufig durch das Einströmen von Seitengletschern bedingt. Er kann aber auch dadurch hervorgerufen sein, daß in dem Gefalle des praeglazialen Gletscherbodens Knicke vorhanden waren, die an bestimmten Stellen Spaltenbildung und damit intensivere Erosion hervorriefen.

Der Wechsel in der Zahl der Stufen selbst unmittelbar benachbarter Täler, die große Zahl der Stufen in manchen Tälern, die in völlig einheitlich erscheinendes Gestein eingeschnitten sind, erklären sich so ungezwungen, während sie mit den älteren Anschauungen unvereinbar sind.

ε) Längsleisten (= Terrassen, Trogböden, Trogschullern, Reste alter Talböden).

Ich will im folgenden den Ausdruck Terrasse nur für diese der Längsrichtung der Täler entsprechenden Leisten am Gehänge, und zwar für ihre flache Oberseite gebrauchen, um so einen Unterschied gegenüber den quer zur Talrichtung verlaufenden „Stufen" zu haben. Für den Steilabfall der Terrassen nach unten will ich die Bezeichnung „Terrassenwand" gebrauchen. Im lokalen Teile sind an sehr vielen, aus dem Register ersichtlichen Stellen Beobachtungen über solche Terrassen mitgeteilt. Hier handelt es sich mir hauptsächlich darum festzustellen, welche Bedeutung wir ihnen zuzuschreiben haben.

Wandert man im Reußtale von Amsteg nach Göschenen, so sieht man vortrefflich, wie sich der Fluß in den alten glazialen Talboden eine tiefe Schlucht eingeschnitten hat. Die Verbindung der beiden seitlichen Talbodenstücke ist so wenig unterbrochen, daß niemand über die Bedeutung dieser sehr breiten Terrassen im Zweifel sein kann. Schwieriger wird es natürlich eine einwandfreie Deutung zu geben, wenn statt breiter, wenig unterbrochener Terrassen, schmale, nur auf kurze Strecken verfolgbare Leisten oder gar nur kleine Plateaustücke an einem Gehänge vorhanden sind. Die Frage, ob es sich da wirklich um einen lange Zeit als Talbodengrund funktionierenden Trogboden oder um unbedeutende Seitenerosions-Einschnitte handelt, ist schwer, oft wohl gar nicht zu entscheiden, wenn auch jeder derartige Einschnitt einen Teil eines alten Trogbodens darstellen kann. Worauf es aber bei diesen Gebilden ankommt, ist die Dauer und Bedeutung ihrer Existenz. Würde ein jeder wirklich, wie *Heß* annimmt, einer besonderen Eiszeit entsprechen, dann hätten wir in ihnen außerordentlich bedeutsame Marken der Gletscherstände und -Erosionstiefen der einzelnen Vergletscherungen. Sehen wir nun, wie es sich damit im Ogliotale verhält, also gerade in dem Gebiet, das *Heß* als hervorragend günstiges Beispiel für seine Theorie zur kartographischen Darstellung benutzt hat.

Der Boden des *Richter*schen Troges[1]) ist unmittelbar oberhalb Edolo und Mù prachtvoll erhalten und auf weite Strecken aufgeschlossen. (Vergl. pag. 109, besonders 122 u. 123; Fig. 33 auf pag. 113.) Er liegt dort etwa 800 *m* hoch und steigt seitwärts flach bis über 850 *m* an. Der

[1]) Vergl. Geomorph. Untersuchungen in den Hochalpen. Ergänzungsheft 132. Petermanns Mitteil., pag. 149.

Oglio hat sich vielleicht zum Teil schon subglazial oder erst postglazial eine tiefe Schlucht in ihn eingeschnitten und springt aus ihr im Orte Edolo über ein Wehr in den alluvialen Talboden des Aprica- oder richtiger Fiumicellotales hinunter (690 *m*). In diesem ist aber, wie auf pag. 117 und 126 beschrieben, eine ausgesprochene Terrasse bis über Cortenedolo zu verfolgen[1]). Lombro (870), Cortenedolo (907), Vico (912) und eine Anzahl isolierter Häuser stehen auf ihr. Auf dem Südufer des Fiumicello liegt Santicolo (905 *m*) darauf. Der Bach hat sich etwa von Cortenedolo an tiefer darein eingeschnitten, aber schon weit oberhalb Edolo ist die Schlucht von alluvialen Ablagerungen erfüllt, so daß sich bei Edolo ein fruchtbarer breiter Talboden ausdehnt. Weiter talaufwärts, oberhalb Santicolo, liegen die beiden Orte Corteno und Galleno auf einem alten, etwa 1000 *m* hohen Talboden, der nur durch eine tiefe Erosionsschlucht zerschnitten ist (vergl. pag. 126). Ich möchte auch diesen Talboden trotz seiner größeren Höhe als ein Stück des Richterschen Troggrundes ansehen. Vermutlich hatte dieser bei Corteno eine Steilstufe und enthielt oberhalb der Stufe ein Seebecken.

Unterhalb Edolos sind Reste des Richterschen Troggrundes auf dem westlichen Oglioufer vom Ponte di Dazza an bis etwa zu Casa Regore in Höhen von etwa 640 bis 700 *m* erkennbar (Blatt Sonico von *J* 25). Die Kirche von S. Andrea steht darauf.

Der alte Talboden der gegenüber mündenden Val Malga liegt dagegen etwa 800 *m* hoch, so daß der Torrente Remulo sich eine tiefe Ausgleichungsschlucht in ihn eingegraben hat.

In derselben Gegend, in der wir so den Grund des Richterschen Troges an vielen Stellen genau erkennen können, sind auch höhere Terrassen vortrefflich nachweisbar. Wie auf pag. 117 beschrieben, gehören die Wiesen von Fontana Nassa bei Edolo, von Fletta di sopra gegenüber Sonico, von Landò und Fludena bei Malonno, von Plazzo und Lezzavone sowie von Baita Daone und Baite Felici zu einem höheren System, das Lagen von etwa 1000—1150 *m* über dem Meere aufweist. Es liegt also etwa 200—250 *m* höher als das erste und entspricht wohl zweifellos dem oberen Trograud Richters, d. h. der Schulter des Troges.

Vermutlich spielen die auf pag. 96 erwähnten Terrassen von Pareclo und Fregadè im Malgatal dort dieselbe Rolle gegenüber dem Talgrunde (vergl. Sonico von *J* 25). Denn sie liegen in 1200 *m* Meereshöhe, etwa 200 *m* über dem Remulobache.

Etwa 700 *m* über dem Richterschen Troggrunde liegen am Hange des Monte Aviolo die sehr deutlichen Terrassen von Preda (1536 *m*), Pozzolo (1567 *m*) und Parto (1507 *m*) (vergl. pag. 113). In 1820 *m* Meereshöhe aber, 1000 *m* über dem Troggrunde, steht man am Eingange der Foppa, eines ausgesprochenen, in der Mitte schwach gestuften Kares.

Vergleichen wir mit diesen Verhältnissen bei Edolo südlichere Teile der Val Camonica. Wir finden bei Capo di Ponte den durch Aufschüttung offenbar stark erhöhten Talboden des Haupttales in 360 *m* Meereshöhe. Der Grund des Richterschen Troges ist hier verschüttet, die Gletscherschliffe reichen an der Terrassenwand bis zum Talboden hinunter. Etwa 340 *m* höher, nämlich in 700 - 770 *m* Meereshöhe breitet sich unterhalb Cimbergo die ausgesprochene Terrasse des Pian di Carè aus (vergl. pag. 62 u. 66), also ein Stück des zweituntersten Trogbodens, vermutlich die Schulter des Richterschen Troges. Nicht sehr viel höher, aber von der Terrasse des Pian di Carè durch einen steilen Anstieg getrennt, liegt Cimbergo am Rande einer etwa von 870 bis 950 *m* deutlich verfolgbaren Terrasse und dieser entspricht unverkennbar, nur durch eine tiefe Erosionsschlucht getrennt, die etwa 950—1000 *m* hohe Terrasse von Paspardo. Aber freilich fällt diese nach

[1]) Man vergl. Blatt Lovero Valtellino von *J* 25.

Süden geneigte Terrasse, wie aus G ersichtlich, sehr genau mit dem Auftreten der leicht zerstörbaren Werfener Schichten über dem widerstandsfähigen Perm zusammen und auch ihre tiefere Lage bei Cimbergo erklärt sich aus der Neigung der Schichten. Wir werden sie also von vornherein nicht mit anderen Terrassen parallelisieren dürfen.

Noch etwas höher am Gehänge treffen wir die auf pag. 65 beschriebene moränenbedeckte Hochfläche von Raculo, Varecola, Redole, deren Hauptbereich zwischen 1000 und 1100 *m* liegt, wenn sich auch nach oben und unten keine scharfen Grenzen ziehen lassen.

Ferner sind nördlich des Zumellabaches in etwa 1450—1550 *m* und in 1700—1800 *m* Höhe flache Terrassen stellenweise nachweisbar; südlich des Baches aber ist nur eine Abflachung in etwa 1400—1500 *m* deutlich.

Ein Teil dieser Terrassen steht offenbar in Beziehung zum Auftreten des sehr leicht zerstörbaren Zellenkalkes der unteren Trias, insbesondere dürfte sich der allmähliche Übergang der Cimbergoterrasse in die von Redole daraus erklären.

Jedenfalls aber scheint es mir nicht möglich zu sein, schon jetzt die Terrassen des Gebietes von Capo di Ponte auch nur einigermaßen ungezwungen mit denen von Edolo zu parallelisieren.

Wir hatten:

	Grund des Richterschen Troges	Seine Schulter	Höhere Terrassen	Höchste Terrasse
in Edolo	800—850 *m*	1000—1150 *m*	1500—1570 *m*	1820 *m* (Karrand
im unteren Apricatal . . .	870—912 „	—	—	—
unterhalb Edolo beim Ponte di Dazza	640—700 „	ähnlich wie oben	—	—
bei Capo di Ponte . . .	weniger als 360 *m*	700—770 *m*	1. 870—1000 „ 2. 1000—1100 „ 3. 1400—1550 „	1700—1800 *m*

Vergleichen wir jetzt auch die Verhältnisse am linken Oglioufer südlich der Val Pallobia (siehe Niardo und Breno von *J* 25). Der Grund des Richterschen Troges hat oberhalb Breno in der Gegend von Niardo und Braone jedenfalls Beckenform (vergl. pag. 27). Der Talboden dürfte also bei Niardo bis tief hinunter aus alluvialen Aufschüttungen bestehen, so daß wir den Troggrund jedenfalls wesentlich tiefer als das Niveau des Talbodens, das heißt wesentlich tiefer als 300 *m* voraussetzen müssen. Die Schulter dürfte in dem auf pag. 43, 47 und 49 beschriebenen Terrassensystem von Dosso Nigula (639 *m*), Case Plagne (750 *m*)[1], Case Salimna (620 *m*) und Case Plagne bei Breno (752 *m*, nahe dem Dosso Argai) zu suchen sein. Auf pag. 49 habe ich auch noch den nur 550 *m* hohen Terrassenvorsprung unmittelbar nördlich von Val Cobello zu diesem Terrassenzuge gerechnet, bin aber jetzt doch im Zweifel, ob das berechtigt ist.

Höher an den Hängen dieser Berge finden sich Andeutungen, beziehungsweise Reste von Terrassen nördlich der Val di Cobello bei Casa Servile, 850 *m*, und C. Mignone, 1250 *m*, südlich bei den Case Casigola, 900—1000 *m*, und (?) Dosso Cucchetto, 1400—1500 *m*[2]. Südlich der Valle del Re ist eine deutliche Abflachung bei den Case Bisone in 1150—1200 *m*.

Auch bei diesen Terrassen kann ich mich nicht davon überzeugen, daß eine nur einigermaßen einwandfreie Parallelisierung mit den Terrassen der mittleren und oberen Val Camonica

[1]) Vielleicht besser die tiefere Terrasse von C. Splasmorto (637 *m*).

[2]) Auf der Südseite des Monte Alta Guardia liegt die sehr ausgeprägte moränenbedeckte Terrasse von Nempläz in derselben Höhe (1454 *m*).

durchführbar ist. Nur der Richtersche Trog ist im allgemeinen klar erkennbar, aber schon bei ihm unterliegt die Differenz zwischen Grund und Schulter starken Änderungen. Nun hat allerdings Penck meiner Ansicht nach in der Hauptsache mit Recht hervorgehoben, daß das obere Ogliotal jedenfalls ursprünglich über den Apricapaßweg zum Addatal entwässert wurde und „erst spät durch Zerstörung eines Sattels zwischen dem M. Colombè (2135 *m*) und M. Elto (2148 *m*) mit dem unteren Val Camonica verknüpft wurde" [1]). Ich möchte nur glauben, daß der Sattel zwischen Monte Elto und Piano della Regina (2628 *m*) gelegen hat. Die Orientierung der kristallinen Schiefer in der Antiklinale des Piano della Regina, das auffällige und bisher unerklärte Knie des Oglio nordwestlich Cedegolo, die Richtung des Aglionetales und der auffällige Sattel zwischen den Malghe Forcola (1183 *m*) und dem M. Colombè [2]) scheinen mir dafür zu sprechen. Ich vermute, daß der Torrente Poglia ursprünglich über diesen jetzt 1130 *m* hohen Sattel nach SW hinwegfloß und der Hauptbach des unteren Ogliotales war. Die von mir angenommene Richtung des Ur-Pogliatales liegt sehr genau in der Fortsetzung des heutigen Salarnotales.

Unter diesen Umständen ist es, wie schon Penck hervorgehoben hat, wohl möglich, daß die Terrassensysteme im oberen und unteren Ogliotal einander nicht entsprechen. Aber selbst wenn wir das berücksichtigen, sehe ich dennoch, wenigstens bisher, keine Möglichkeit, die Hesssche Hypothese durch die natürlichen Verhältnisse im Ogliotale zu stützen. Dazu kommt, daß die italiänischen Karten in 1:25.000 und 1:50.000 trotz vieler Vorzüge nicht genau genug sind, als daß man sich meiner Ansicht nach auf sie allein basieren dürfte. Das war Hess, der, wie mir aus seinem Text hervorzugehen scheint, die Gegend wohl nicht besucht hatte, unbekannt; und so unternahm er es lediglich auf Grund der Karte in 1:50.000 die Trogränder festzulegen und danach seine Karten des Ogliogletscher in den vier Eiszeiten zu entwerfen. Berücksichtigt man die Ergebnisse der vorher beschriebenen Terrassenvergleichung in der Val Camonica, so scheint mir klar zu sein:

1. daß die Zahl der als Terrassenreste deutbaren Längsleisten stellenweise viel größer ist, als Hess annahm;
2. daß sie sich, selbst wenn man ein und derselben Terrasse ziemlich stark verschiedene Höhen zuschreibt, meist auf ganz kurze Strecken nicht mehr entsprechen;
3. daß sie zum Teil durch Gesteinswechsel verursacht, also dann Denudationsterrassen sind, und daher in den Höhen liegen, in denen dieser Wechsel eintritt;
4. daß infolgedessen ihre Bedeutung nur durch Untersuchung an Ort und Stelle, nicht aber lediglich durch Studium topographischer Karten erkannt werden kann;
5. daß die einzigen bisher mit einiger Sicherheit auf größere Strecken verfolgbaren Terrassen des Ogliotales dem Grunde und der Schulter des Richterschen Troges entsprechen.

Aus diesen Ergebnissen schließe ich ferner, daß es eigentlich wenigstens bis jetzt nicht berechtigt sein dürfte, die Terrassen, wie es auch in der vorliegenden Arbeit noch zum Teil geschehen ist, ohne weiteres als Trogböden oder Trogränder zu bezeichnen.

Zu ganz ähnlichen Ergebnissen bin ich übrigens auch im Sarcatale gekommen. Man vergl. die Ausführungen über die Terrassen bei Pinzolo auf pag. 160—161. Pinzolo selbst liegt etwa 770 *m* hoch auf einem alluvialen Talboden, dessen Aufschüttung ich für sehr mächtig halte. Der

[1]) L. c. pag. 835. Taramelli (Di alcune delle nostre valli epigenetiche. Atti III. Congresso Geografico Italiano 1898, pag. 8 des Sonderabdruckes) war im Gegensatz dazu der Meinung, daß das obere Addatal mit dem Poschiavotal in allerdings noch älterer Zeit in der mittleren Val Camonica seine Fortsetzung gehabt habe.

[2]) Vergl. Blatt Tirano von *J* 100 oder Blatt Capo di Ponte von *J* 25.

Richtersche Troggrund liegt darunter. Nördlich von Carisolo findet sich in 1200—1350 *m* Höhe die sehr ausgesprochene Terrasse von Campo. Dieser könnte westlich von Pinzolo die Terrasse von Plagna in 1100—1250 *m* und östlich die mittlere Terrasse des Sabbione in 1165—1280 *m* entsprechen. Höher am Gehänge liegen Terrassen westlich bei Niaga (1445—1550 *m*) und Campo, beziehungsweise Campostril (1744, beziehungsweise 1835 *m*), östlich die von Vacek beschriebene Terrasse von Fosadei (1400 *m*) am Sabbione. Außerdem aber zieht sich wenig über dem Talboden an diesem die Terrasse von Massimeno (im Norden 1020 *m*, im Süden 864 *m*) entlang.

Auch hier kann man natürlich durch geeignete Interpretierung jeder Eiszeit eine bestimmte Terrasse zuschreiben. Ich vermag mich aber, wenigstens bei dem gegenwärtigen Stande unserer Kenntnis, noch nicht von der Richtigkeit der Hess'schen Annahmen zu überzeugen, sondern stehe in dieser Hinsicht etwa auf dem in Pencks und Brückners Werke begründeten Standpunkt.

Sehr viel schöner als in den Haupttälern ist der Richtersche Trog oft in hohen Seitentälern erhalten. So ist der letzte Abschnitt des obersten Lenotales bei der Malga del Gelo nichts anderes als der Trogboden, die auf pag. 256 erwähnte, auf *O* 25 sehr deutlich gezeichnete steile Hinterwand des Terminezirkus der Trogschluß und die auf pag. 257 erwähnte Terrasse am Fuße der Cima di Blumone die Schulter des Troges. Diese Schulter läßt sich um den ganzen Trogschluß herum bis in die Gegend von Malga Predòn und weiter verfolgen.

Ähnlich verhält sich das Adamètal bei der Malga Adamè. Der alluviale Seeboden bei der Malga verhüllt den dort beckenförmig ausgekolkten Grund des Richterschen Troges. Auf beiden Talseiten aber und besonders schön auf der rechten Talseite zieht sich etwa 2—300 *m* über der Talsohle eine nach unten steil abfallende, oben flache Felsleiste entlang, deren Kante der Schulter des Richterschen Troges entspricht. (Vergl. Blatt Monte Adamello von *J* 25.)

7) Übertiefung und Hängetäler.

In unlösbarem Zusammenhange mit dem im fünften Abschnitte behandelten Problem der Terrassenbildung steht auch die Frage nach den Ursachen und dem Mechanismus der Übertiefung. Da ich auch hier auf dem Boden der Penck-, Brückner- und Davis'schen Darlegungen stehe und kein wesentlich neues Material beizubringen habe, so beschränke ich mich auf wenige Bemerkungen[1]).

Wie im lokalen Teile eingehend von vielen Stellen beschrieben, ist die Adamellogruppe ein außerordentlich deutliches Beispiel für die Übertiefung der größeren Täler. Eine große Anzahl von landschaftlichen Charaktermerkmalen ist nur durch sie verständlich und zum Teil bereits von Penck erläutert. Penck hat auch mit Recht die großen Verdienste Cozzaglios um die richtige Auffassung des Phänomens hervorgehoben (pag. 834—836). Oglio-, Sarca- und Chiesetal sind im allgemeinen im Verhältnis zu ihren Nebentälern stark übertieft. Aus ihrem Grunde führt der „Schinder" steil im Zickzack neben einem Wasserfall oder einer jungen Wassererosionsschlucht empor. Oben angelangt geht es schwach ansteigend im Nebental weiter. So muß man vom Felsgrunde des Haupttales bei Cedegolo (400 *m*) etwa 200 *m* emporsteigen, um den Pogliatalboden zu erreichen. Dieselbe Differenz beträgt:

bei Capo di Ponte (362 *m*) beinahe 600 *m* (Brücke zwischen Paspardo und Cimbergo),

bei Rino gegen die Val Malga mehr als 200 *m*,

[1]) Man vergl. auch die Angaben auf pag. 443.

bei Vezza d'Oglio wohl auch mehr als 200 *m* (Val Paghera),
bei Stadolina mehr als 200 *m* (Val di Vallaro),
zwischen Val Seniciaga und Val di Genova mehr als 500 *m*,
zwischen Val Lares und Val di Genova mehr als 700 *m*,
zwischen Sarca (bei Pelugo) und Val di Borzago 280 *m* über dem Haupttalboden,
zwischen Sarca (bei Villa) und Val di S. Valentino über 300 *m* über dem Haupttalboden,
zwischen Chiese (bei Vermungoi) und Valbuona etwa 600 *m*,
zwischen Chiese (bei Pracul) und Valle della Nuova etwa 500 *m*,
zwischen Chiese (bei Boazzo) und Val di Leno etwa 300 *m*.

Ähnlich sind auch wieder die größeren Nebentäler gegen ihre Seitentäler übertieft. So steigt man aus der Val di Breguzzo etwa 200 *m* empor, um in die eigentliche Val d'Arnò zu gelangen, aus dem Pogliatal aber gar 940 *m*, um den Lago d'Arno zu erreichen.

Umgekehrt sind einige Seitentäler vorhanden, die im Niveau des Haupttales münden. Penck (pag. 836) hat das bereits für Val Narcane und Val d'Avio hervorgehoben und meiner Ansicht nach mit Recht damit erklärt, daß sie „dem Ogliogletscher Hauptzuflüsse zuführten, deren Erosion mit der des Hauptgletschers Schritt zu halten vermochte".

Ja, in einigen Fällen sind die Täler, welche wir heute als Nebentäler auffassen, stärker übertieft als unsere „Haupttäler". Bei Edolo ist das Fiumicello- oder Apricatal wesentlich tiefer eingegraben als das obere Ogliotal[1]. (Penck, l. c. pag. 835.) Die Val di Genova bricht bei Carisolo mit einer Steilstufe gegen den doch erst alluvial so hoch aufgefüllten Talboden von Pinzolo ab. Dasselbe gilt vom Chiesetal bei Daone gegenüber dem Talboden von Creto, nur daß hier die Ausgleichungsschlucht („gorge de raccordement") schon das Niveau des übertieften Tales erreicht hat (vergl. auch pag. 193). Das erklärt sich aber in allen drei Fällen daraus, daß der Gletscher unseres jetzigen Nebentales der Hauptgletscher war. Über den Apricapaß kam ein mächtiger Arm des Addagletschers, über Campiglio des Sulzberggletschers[2] und über die Wasserscheide von Roncone des Rendenagletschers.

Wohl den allergroßartigsten Eindruck von der landschaftlichen Bedeutung der Übertiefung erhält man, wenn man, wie auf pag. 202 angegeben, auf der Terrasse der unteren Trias dem linken Gehänge der Val Daone folgt. Man sieht von hier oben prachtvoll, wie die Seitenbäche über geradezu furchtbare Abstürze hinweg in das Haupttal hinunterspringen müssen. Bei der Standfestigkeit des die Wände bildenden Grödener Sandsteines ist es hier stellenweise sogar unmöglich gewesen, den gewohnten Schinder neben dem Wasserfall anzulegen, so daß die oben gelegenen Almen nur auf weiten Umwegen zu erreichen sind. Dabei sind aber diese Seitentälchen vielfach so unbedeutend, daß in ihnen unmöglich beim Rückgang der Vereisung die Gletscher längere Zeit erhalten bleiben konnten als im Haupttal. Und dennoch verlangt das zum Beispiel die Kiliansche Erklärung[3] der Übertiefung. Man vergleiche in dieser Hinsicht die Tälchen der Malga Rolla oberhalb Vermungoi.

---

[1]) Natürlich immer am Grunde des Richterschen Troges gemessen.

[2]) Vergl. pag. 437.

[3]) Ich kann der geistreichen Hypothese meines hochverehrten Freundes Kilian auch aus den von Penck (pag. 730) angeführten Gründen im allgemeinen nicht beistimmen.

63*

η) Gabelung der Gletschertäler nach unten (Seegabelung, Diffluenz)[1].

Diese auch für die topographische Gestaltung so vieler Alpenrandseen ungemein wichtige Erscheinung habe ich bereits seit langer Zeit in derselben Weise aufgefaßt, wie ich sie von Penck und Brückner in ihrem Fundamentalwerk dargestellt finde (besonders pag. 809 u. f.). So habe ich schon 1903 bei Gelegenheit einer Unterrichtsreise nach den oberitaliänischen Seen die Gabelungen des Comer-, des Luganer-, des Iseo- und Gardasees meinen Schülern gegenüber mündlich durch Zerstörung von Wasserscheiden zwischen ursprünglich getrennten Tälern erklärt. Auch auf pag. 86 der vorliegenden Arbeit ist in einem lange vor Kenntnisnahme des Penck- und Brücknerschen Werkes niedergeschriebenen Kapitel die Gabelung des Coppotales so aufgefaßt und ausdrücklich gesagt: „Es ist derselbe Vorgang im kleinen, der im großen die sonderbare Gabelung der Täler des Comer-, des Luganer-, Iseo- und Gardasees bewirkt hat, wie im allgemeinen Teile der Arbeit begründet werden wird."

Ich hebe die selbständige Auffindung der von Penck und Brückner vor mir publizierten Auffassung natürlich nicht hervor, um den beiden hochverdienten Forschern die ihnen unzweifelhaft zustehende Priorität der Veröffentlichung zu bestreiten, sondern nur, weil sie mir eine gewisse Wahrscheinlichkeit mehr für die Richtigkeit der Hypothesen zu gewähren scheint. Übrigens sehe ich jetzt nachträglich auch, daß Früh in einem wichtigen Vortrage von 1906 die Diffluenz (Gabelung) gleichfalls bereits im Sinne von Penck und Brückner verwertet hat. (Über Form und Größe der glazialen Erosion. Verhandl. d. Schweizer. Naturforsch. Gesellsch. in St. Gallen 1906, pag. 40 u. f.) In vielen Fällen von Diffluenz der Glazialtäler bleibt von dem ursprünglich die beiden Täler trennenden Gebirgskamme, der nun, wie Früh sehr bezeichnend sagt, zum Diffluenzsporn wird, vorn ein größeres oder kleineres Stück als Inselberg, beziehungsweise wenn die betreffenden Talabschnitte als See funktionieren, als Insel stehen, zum Beispiel Monte Isola im Iseosee, Bürgenstock im Vierwaldstätter See, Hügelchen bei Sargans an der Gabelungsstelle des Rheintales, Tricheco im Coppotal, pag. 86 dieser Arbeit usw.

Außer diesen Diffluenz-Inselbergen gibt es, wie bekannt, noch Riegelinselberge; die letzteren sind, wie es auf pag. 26—27 dieser Arbeit für den Schloßberg von Breno beschrieben ist, Reste alter Querriegel, die an mehr als einer Stelle durchsägt worden sind[2]. In der Existenz der Inselberge pflegen die Antiglazialisten ein ihnen schwerwiegend erscheinendes Argument gegen starke Glazialerosion zu sehen. Sie argumentieren so: „Wenn der Gletscher wirklich imstande wäre, sein Bett hunderte von Metern tief in festem Gesteine auszukolken, warum hat er dann diesen unbedeutenden Berg (beziehungsweise Hügel oder Insel) stehen lassen?"[3]

Es wird dabei stillschweigend vorausgesetzt, daß die betreffenden Inselberge vor der Vereisung bereits annähernd dieselbe Höhe und Form besessen hätten wie heute. Das ist nach der Auffassung, die wir Glazialisten haben, natürlich ganz unzutreffend. Für uns sind diese Inselberge nur die bei der Zerstörung der ganzen Bergkette übrig gebliebenen, meist sehr unbedeutenden Reste

[1] Die Gabelung der oberitaliänischen Seetäler nach unten ist selbst von so ausgesprochenen Antiglazialisten wie Sacco schon als ein charakteristisches Merkmal aufgefaßt, aber nicht befriedigend erklärt worden (Sull'origine delle Vallate e dei Laghi alpini. Separatabdruck aus den (?) Atti Accademia di Torino 1885, pag. 659.).

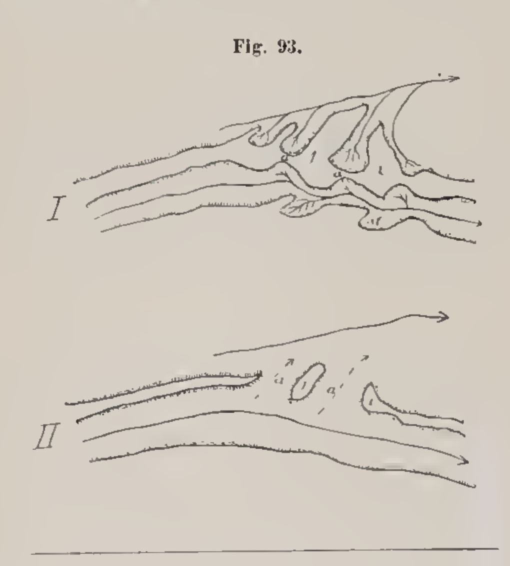
[2] Davis (Glazial Erosion in the Valley of the Ticino, pag. 143) hält die Inselberge für Reste seitlicher Bergsporne. Ich gebe zu, daß das lokal zutreffen mag. Für die hier angeführten Beispiele muß ich es ausschließen.

[3] Ich hörte diese Deduktion vor einigen Jahren von zwei bedeutenden Geologen deutscher Zunge gerade auf das Hügelchen bei Sargans anwenden. Übrigens ist sie oft genug gedruckt zu lesen.

einer ursprünglich viel größeren Masse[1]). Eine neue Vergletscherung wird die meisten dieser Zeugen einer älteren Topographie ganz vernichten, dafür aber durch Abtragung anderer Wasserscheiden an Stelle von heutigen Bergkämmen neue entstehen lassen.

Der Vorgang vollzieht sich also so, wie ich das schematisch in der beistehenden Doppelfigur Nr. 93 klar zu machen versucht habe.

Fig. 93.



Schema der Entstehung eines Diffluenzspornes und Diffluenzinselberges durch Gletschererosion.
1 Inselberg. — 2 Diffluenzsporn. — *a* Die vom Gletscher überflossenen Sättel. — I Präglaziales, II postglaziales Stadium.

Man denke sich zum Beispiel Fig. II als Comer See, dann fehlt das Inselchen. Der Diffluenzsporn ist die dreieckige, bei Bellagio endende Halbinsel. Im Falle des Iseosees[2]) ist die große Insel, M. Isola, der Hauptrest des dort auch talwärts zum Teil unterbrochenen Diffluenzspornes. Aber bergwärts zeigt das Loretoinselchen und die von Salmojraghi gelotete Untiefe an der NW-Ecke die alte Verbindung mit dem Ostufer des Sees bei Marone, talwärts das Inselchen von S. Paolo die Verbindung mit der Halbinsel von Montecolo an. Östlich der jetzigen Insel und der Halbinsel von Montecolo befand sich präglazial ein selbständiges Tal, das erst durch glaziale Zerstörung des trennenden Bergkammes ein Teil des Iseoseetales wurde. Penck sagt denn auch sehr richtig: „Das Inselchen Loreto erhebt sich aus einer Untiefe, die sich vom rechten Seeufer nach Isola zieht. Die Untiefe erscheint als der letzte Überrest eines gänzlich niedergeschliffenen Sattels, durch den Isola einst mit dem Ostufer zusammenhing.

Salmojraghi selbst (pag. 43—45) hatte ursprünglich die Idee, daß die Inseln und Vorsprünge „segnino i punti di una cresta, che staccandosi dalla rupe di Covelo fiancheggiava nel preglaciale una valle affluente al bacino principale da sud a nord". Auf Grund seiner Lotungen gab er sie aber auf, und zwar hauptsächlich, weil diese zeigten, daß der Seeboden zwischen Loreto und

[1]) Davis (l. c. pag. 143) sagt: „Instead therefore, of pointing to such knobs as surviving preglacial forms which glacial erosion could not destroy, they may have to be interpreted as the remains of much larger forms which the glaciers could not entirely destroy in the period of time allowed to them".

[2]) Man vergl. am besten die Isobathenkarte von Salmojraghi in dessen: Contributo alla Limnologia del Sebino. Atti Soc. Scienze natur. Milano, 1897, 37, sonst Blatt Breno von *J* 100.

Mont' Isola die Form eines gebogenen Tales hat und Loreto „un protendimento del poggio di S. Piero“ ist, nicht aber direkt mit der Hauptinsel zusammenhängt.

Ich kann darin keinen Gegengrund gegen Pencks und meine Auffassung erblicken, glaube aber allerdings nicht, daß das östlich von Mont'Isola gelegene alte Tal nach Norden entwässert wurde. Es liegt vielmehr näher, anzunehmen, daß der Abfluß nach Süden in das Gebiet der jetzigen Torflager von Iseo gerichtet war. Auf jeden Fall steht es durch die schönen Untersuchungen Cacciamalis[1]) fest, daß während des Pliocäns im mittleren Seegebiet zwei, im ganzen Seegebiet sogar drei etwa NNW—SSO gerichtete Täler existierten. Die beiden Täler des mittleren und oberen Gebietes waren die Vorläufer der jetzigen Seearme westlich und östlich des Mont'Isola. Cacciamali zitiert und bespricht auch die älteren Ansichten Amighettis und Cozzaglios über den Gegenstand und zeigt, daß in vorpliocäner Zeit der Mella aus der Gegend der jetzigen Valtrompia unterhalb Inzino über die Conca und S. Maria zwischen Sulzano und Montecolo in das Gebiet des jetzigen Iseosees eintrat (pag. 19).

δ) Fjordformen der Haupttäler.

Eine in älterer Zeit viel diskutierte Frage war die, ob die Täler der großen oberitaliänischen Randseen während des Pliocäns oder des Diluviums Fjordcharakter besessen hätten. Wir wissen heute, daß zwar zur Zeit des Pliocäns das Meer hoch genug stand, um in diese Täler weit eindringen zu können. Damals aber waren die Täler nicht annähernd so weit vertieft. Sie besaßen jedenfalls ganz abweichende Formen und wenn wir auch vom Lago Maggiore und vom Gardasee marine Pliocänvorkommnisse zum Teil in erheblicher Höhe über dem jetzigen Seespiegel kennen, so wäre es doch ganz verfehlt, deswegen die heutigen Täler als pliocäne Fjorde zu bezeichnen. Zur Zeit des Diluviums aber war das Meer verschwunden. Dessenungeachtet ergibt die Untersuchung des Längsprofils der Randseetäler, daß ihre Form jetzt mit der der typischen Fjordtäler übereinstimmt. Gerade der Wechsel von normalem und rückläufigem Gefälle, das Auftreten von manchmal steilen Bodenschwellen als unterer Abschluß der einzelnen Becken ist bei ihnen deutlich erkennbar. In der Val Camonica selbst schließt die Enge von Cedegolo das breite Becken von Malonno ab. Die nicht sehr weit voneinander entfernten Felsen der beiden Talseiten bei Capo di Ponte sind wahrscheinlich unterirdisch zu einer das Becken von Sellero abschließenden Schwelle verbunden. Der Burghügel von Breno begrenzt die weite Talung von Niardo-Losine. Im Iseosee selbst aber zeigen Salmojraghis Isobathen auf das deutlichste, daß das felsige Becken des nördlichen und mittleren Sees nach Süden ansteigt und daß zwischen Montecolo und dem Corno di Predore nicht bloß lockere Aufhäufungen des Diluviums und Alluviums, sondern offenbar auch fester Fels das Becken abschließen. Wer also das Wesentliche des Fjordbegriffes in der Versenkung des Tales unter den Meeresspiegel erblickt, der wird das Ogliotal und die übrigen Randseetäler nicht als Fjorde bezeichnen dürfen. Wem es aber beim Fjord nur auf die Gestalt des Tales ankommt, der wird anerkennen müssen, daß hier Fjorde vorliegen. Wer den ersteren Standpunkt einnimmt, der wird auch die von Drygalski[2]) so anschaulich beschriebenen supramarinen, nämlich nicht bis unter den Meeresspiegel versenkten typischen Fjordtäler Grönlands nicht als Fjorde bezeichnen dürfen, obwohl sie sich lediglich durch etwas größeren Abstand vom Erdmittelpunkt von ihren im Meere versenkten Nachbarn unterscheiden.

---

[1]) Rilievi Geo-Tectonici tra il Lago d'Iseo e la Valtrompia. Brescia 1906. Commentari del R. Ateneo, pag. 19—23.

[2]) Man vergl. E. v. Drygalski, Richthofen-Festschrift, pag. 41 und an anderen in einer früheren Arbeit von mir (N. Jahrb. f. Miner., 1900, II, pag. 119, Fußn. 1) zitierten Stellen.

II. Alluvium.

Was ich von der kartographischen Darstellung des Diluviums auf pag. 435 gesagt habe, gilt ebenso von dem Alluvium. Immerhin möchte ich die geologische Rolle dieses jüngsten Zeitabschnittes denn doch kurz besprechen, weil sie für die landschaftliche Physiognomie der Adamellogruppe von Bedeutuug ist.

1. Erosion und Verwitterung während des Alluviums.

Ich habe schon an mehreren Stellen der Schilderung des Diluviums hervorgehoben, daß der Betrag der alluvialen Flußerosion im allgemeinen sehr gering ist. Nur die tiefen Ausgleichungsschluchten, welche die Bäche der Hängetäler an deren Ausgang in den Fels eingenagt haben, stellen eine erhebliche Leistung dar. Aber auch von ihnen ist auf pag. 452 gezeigt worden, daß es nicht berechtigt ist, sie ohne weiteres als postglaziale Bildungen anzusehen. Ein nicht unwesentlicher Teil der Arbeit kann schon subglazial, also diluvial, verrichtet worden sein; und es ist bis jetzt nicht genügend untersucht, wie hoch dieser diluviale Teil der Erosionsleistung zu veranschlagen ist. Innerhalb der eigentlichen Täler aber haben sich selbst die gewaltigen Wassermassen des Chiese und der Sarca meist nur ganz wenige Meter in den glazial geglätteten Grund des Richterschen Troges eingeschnitten. Das Ogliotal oberhalb Edolo ist nur eine scheinbare Ausnahme von dieser Regel: denn dieser obere Talabschnitt verhielt sich während der Vereisung zu dem unteren und dem Apricatal wie ein Seitental und hat daher Hängetalcharakter bekommen. Die in den Grund des Richterschen Troges eingenagte Schlucht oberhalb Edolo ist eben auch eine Ausgleichungsschlucht. Sie ist genau analog der Pogliaschlucht bei Cedegolo, der Remuloschlucht bei Rino, den Schluchten am Ausgang des Borzago- und Valentinotales.

Unleugbar entfaltet aber der Oglio gerade bei Edolo heute noch eine erhebliche Erosionskraft. Man vergleiche darüber die Angaben auf pag. 109 und berücksichtige auch die auf pag. 129 mitgeteilte Beobachtung über den Transport eines 150 Doppelzentner schweren Tonalitblockes durch das Hochwasser.

Sehr viel energischer ist die Arbeit der kleinen Wildbäche an den steilen Seitenhängen der Neben- und Haupttäler. Sie haben in der Tat das glaziale Relief vielfach umgestaltet und ganz neue Seitenfurchen geschaffen. Aber auch ihre zerstörende Wirkung tritt ganz außerordentlich hinter der der Verwitterung zurück. Diese ist im allgemeinen der Hauptfaktor der Gesteinszerstörung geworden. Ihr ist es im wesentlichen zuzuschreiben, daß die glaziale Glättung der Oberflächen auf weite Strecken vernichtet ist. In den tieferen Teilen der Felshänge ist sie jetzt meist nur noch da zu erkennen oder gar gut erhalten, wo eine Vegetationsdecke den Untergrund schützend verhüllt hat. Wo aber diese Vegetationsdecke abgeräumt wird, da geht die Politur und Ebnung der Oberflächen meist in wenigen Jahren verloren, am raschesten wohl auf den kristallinischen Schiefern und den Kalksteinen, Dolomiten, und Mergeln der Trias, langsamer auf dem Tonalit, den Grauwacken und Sandsteinen des Perms.

a) Verwitterung durch Frostsprengung.

Ganz besonders intensiv ist die Verwitteruug an den freien Felswänden der Hochregion tätig, wirkt aber hier fast ausschließlich durch Frostsprengung[1]. So beobachtet man an den

[1] Man vergleiche die Bemerkung auf pag. 94 und 95.

hohen Tonalitwänden fast überall vereinzelte, aus der Ferne wie Marmor aussehende helle Stellen, die in Wirklichkeit von besonders frischen Sprengungen herrühren. Sie zeigen deutlich, daß es unberechtigt wäre, diese ausgedehnte Felszerstörung der Diluvialzeit zuschreiben zu wollen. Steinschlag ist vielmehr wie in allen Teilen der Hochalpen so auch in der Adamellogruppe ein sich regelmäßig vollziehender Vorgang, den jeder erfahrene Bergsteiger berücksichtigt und der alljährlich Verletzungen und Todesfälle bei Mensch und Vieh hervorbringt.

Wie wenig die chemische Verwitterung in der Hochregion im allgemeinen wirksam ist, das zeigt die schon an anderer Stelle von mir hervorgehobene Tatsache, daß selbst Cordierit und Andalusit in den Trümmermeeren der höheren Hänge oft in vollständiger Frische erhalten sind. Cordierit ist aber bekanntlich eines der in der Natur am leichtesten zersetzbaren Silikate.

Wo freilich der Zellenkalk in die Hochregion emporsteigt, da vereinigt sich mit der Frostsprengung die chemische Auflösung des Gesteines und bewirkt eine außerordentlich rasche Zerstörung der Felsen. Der Forcel rosso im Adamètal verdankt seine Gefährlichkeit diesem Umstande (vergl. pag. 81).

Vielleicht ist es bis jetzt noch nicht genügend beobachtet und nützlich an dieser Stelle hervorzuheben, daß das Richtersche Phänomen der Wandrückwitterung auch in den jetzt allsommerlich schneefreien Karen und Nischen eine nicht zu unterschätzende Rolle spielt. In der guten Jahreszeit bleibt an solchen Stellen der Schnee wesentlich länger liegen und bedingt darum an seinem Oberrande eine regelmäßig wiederkehrende und oft bis weit in den Sommer hineinreichende tägliche Temperaturschwankung um 0°. Ein gewisser, wenn auch nicht weiter Transport des abstürzenden Gesteinsmateriales findet gleichfalls statt und entfernt so die Schuttschicht, die sonst den Fuß der Felswand sehr bald bis hoch hinauf schützend verhüllen würde.

b) Chemische Verwitterung.

Wenn die chemische Verwitterung in der Hochregion ganz gegen die mechanische Verwitterung zurücktritt, so kehrt sich das Verhältnis am Grunde der größeren Täler um. So kommt es, daß die Diabase und die diesen verwandten in Gängen auftretenden Gesteine in den Tälern sehr selten aufgeschlossen und oft bis zur Unkenntlichkeit zersetzt sind[1]. Aber auch in den sehr viel widerstandsfähigeren kristallinen Schiefern trifft man unter dem Schutze überhängender Felsen große Gesteinsflächen ganz von Eisenvitriol überzogen an. Wie auf pag. 129 und 322 beschrieben ist, rühren diese Efflorescenzen von der Zerstörung fein verteilten Pyrites oder Markasites her und deuten wohl stets eine ziemlich weitgehende Zersetzung der Gesteine an.

c) Chemische Auflösung (Höhlen).

Im Gebiete des Zellenkalk-Horizontes spielt chemische Auflösung, wie auf pag. 381 u. f. eingehend dargestellt, eine große Rolle. Es kommt dort zur Bildung von großen und kleinen Hohlräumen, von Erdfällen und Erdfallseen. Ähnliche Erscheinungen haben sich aber wahrscheinlich auch im Gebiete der Raibler Schichten, wenn auch in kleinerem Umfange vollzogen. Höhlenbildungen sind ferner gelegentlich auch im Esinokalk der Umgebung von Breno beobachtet worden. Eine kurze Schilderung hat Putelli in seinem Aufsatz „Una capitale geologica“ (Il Secolo XX, Augustheft 1907, Nr. 8, pag. 670) gegeben.

[1] 1890, pag. 552 beschrieb ich zwei solche Gänge aus der Val Finale, die fast ganz aus Chlorit und Kalkspat bestehen.

Die chemische Auflösung bestimmter Schichtbestandteile des Zellenkalkes und in geringerem Maße des Raibler Horizontes, die dadurch bewirkte unterirdische Zirkulation erheblicher Wassermengen und das Zusammenbrechen der so unterspülten Stellen der Oberfläche hat offenbar nicht bloß in der geologischen Gegenwart, sondern ebenso im Diluvium, ja schon im Pliocän eine erhebliche Bedeutung gehabt, ohne daß es möglich wäre jetzt den Anteil dieser einzelnen Zeitabschnitte quantitativ zu bestimmen. Es erklärt sich aber dadurch der unleugbare und auch bereits an vielen Stellen der Lokalbeschreibung hervorgehobene Zusammenhang zwischen der Lage des Zellenkalkes, beziehungsweise der Raibler Schichten und vieler Paßlücken und Talstücke.

Eine Anzahl von solchen Beispielen für den Zellenkalk ist auf pag. 382 aufgeführt. Außerdem erinnere ich aber noch daran, daß wie auf pag. 26 und 27 beschrieben ist, der ganze Durchbruch des Oglio westlich des Burghügels von Breno durch das Auftreten der ursprünglich wohl gipsführenden Rauchwacken der Raibler Schichten zu erklären sein dürfte. Auch auf die Gefährdung des Ortes Prestine, wie sie auf pag. 29 u. 383 geschildert wurde, sei noch einmal verwiesen. Man vergleiche ferner die durch Moränenverstopfung und die leichte Zerstörbarkeit des Zellenkalkes bedingte Talumbiegung des Degnabaches (pag. 34, 283 und 440).

Nur indirekt ist auf die Auflösungserscheinungen im Zellenkalk die auffällige Talweitung im Muschelkalk der Valdarda zurückzuführen (pag. 243). Bei der flachen Unterlagerung des Muschelkalkes durch gipsführenden Zellenkalk ist der untere Teil des Muschelkalkes so zerrüttet, daß er der Erosion keinen starkeren Widerstand zu leisten vermochte.

Eine merkwürdige Beobachtung über Umkehrung der Verwitterungsgeschwindigkeiten der tonigen und kalkigen Schichten des Muschelkalkes ist schon auf pag. 278 mitgeteilt. Ich beobachtete nämlich in der Tiefe gewöhnlich, daß die kalkigen Lagen bei der Verwitterung vertiefte Rillen, die tonigen vorspringende Rippen bilden. Die Kalklagen werden offenbar dort hauptsächlich durch die auflösende Wirkung des Regenwassers zerstört. Auf dem Gipfelkamm des Monte Bazena aber und auch noch an anderen hochliegenden Punkten ragen gern die Kalklagen als Rippen hervor; die tonigen Lagen werden rascher zerstört. Die Erscheinung ist allerdings wohl kaum konstant.

d) Einfluß selektiver Verwitterung auf Paßbildung und Kammstufen.

Sehr auffällig ist es, wie oft Paßeinschnitte und Kammstufen mit der Grenze von Tonalit und rascher verwitternden Gesteinen, insbesondere den leicht auflösbaren Marmoren, zusammenfallen. Die Beobachtung bedarf wohl keiner besonderen Erklärung. Ich erinnere hier nur an einige Beispiele. Der Passo del Gelo liegt auf der Grenze des Tonalites und des Triasmarmors (pag. 256). Der Einschnitt des Terminepasses (pag. 258) fällt ziemlich genau mit derselben Grenze zusammen. Der Kamm des Monte Piccolo bei Edolo steigt an der Tonalit-Schiefergrenze plötzlich steil an (pag. 115, Fig. 34 und Taf. 29 in Salomon 1890). Der Grat des Corno Pornina fallt an der Tonalit-Schiefergrenze um 410 *m* ab (vergl. Textbild auf pag. 133).

Zahlreiche andere Beispiele sind aus der Lokalbeschreibung zu entnehmen.

e) Unterirdische Zirkulation des Wassers.

Auf diese wichtige Erscheinung ist schon im vorhergehenden und an zahlreichen Stellen der Lokalbeschreibung hingewiesen worden. Sie findet sich hauptsächlich in den Gebieten des Zellenkalkes, gelegentlich aber auch in anderen Horizonten. So ist auf pag. 274 erwähnt, daß der Cadinobach spurlos in dem Talboden von Cadino di sopra verschwindet, und zwar offenbar in

Marmor, der dem Esinohorizont angehört. Im Lepsius- und Benecke-Kar versickern die Gewässer im Esinomarmor, beziehungsweise in den Raibler Schichten (pag. 208 und 232).

f) Riesentöpfe.

Nur wegen seiner sonderbaren Lage sei hier auf den pag. 304 kurz beschriebenen Riesentopf in der Wand des Cornisellofalles hingewiesen.

g) Erdpyramiden.

Die Bildung typischer großer Erdpyramiden habe ich in der Adamellogruppe nirgendwo gesehen[1], obwohl die vom Regen in scharfe Kämme zerschnittenen Grundmoränen von Boscavegno bei Edolo (pag. 437) sich vielleicht im Laufe der Zeit dazu entwickeln könnten. Dagegen möchte ich wenigstens kurz erwähnen, daß im Schutt der kristallinen Schiefer gelegentlich, ebenso wie im Buntsandsteinschutt des Odenwaldes und Schwarzwaldes kleine, nur wenige Zentimeter hohe Pfeilerchen entstehen, deren Kappe von einem Schieferstückchen gebildet wird (Vergl. pag. 123, Fußnote 3).

2. Accumulation während des Alluviums.

Auf weite Strecken ist in den Nebentälern, beinahe in ihrer ganzen Ausdehnung aber in den Haupttälern der felsige Untergrund von mächtigen alluvialen Aufschüttungen verhüllt. Nach meiner in dem Abschnitt über Glazialerosion näher begründeten Meinung würde die Entfernung dieses Schuttes fast überall Reihen von Becken zum Vorschein bringen. Ich stimme in dieser Hinsicht vollständig mit Penck und Brückner überein, wenn ich auch zugebe, daß es im Einzelfalle schwer oder unmöglich sein kann, die Richtigkeit unserer Anschauung zu beweisen. Wie aber will man sonst die Tatsache erklären, daß in so außerordentlich vielen Tälern der Alpen weite, fast ebene Alluvialstrecken stets wieder von Felsriegeln, beziehungsweise steilwandigen Erosionsschluchten abgelöst werden? Auch in der Schweiz ist dieser Bau die Regel. Das Haslital, das Maderaner Tal zeigen ihn auf das deutlichste; und der auf pag. 437 besprochene Einbruch des Lötschbergtunnels findet nach meiner Auffassung noch immer seine einfachste und wahrscheinlichste Erklärung durch dieselbe Annahme. Er zeigt auch, daß man in der Schätzung der Tiefe, bis zu der die alluvialen Aufschüttungen hinunterreichen, sehr vorsichtig sein muß und am besten tun wird, keine Prognosen zu stellen, sondern Probebohrungen anzuraten.

Es ist klar, daß ein Teil der Ausfüllungsmassen diluvialer Becken schon diluvialen Alters sein kann. Die Hauptmasse dürfte aber wohl erst im Alluvium zur Ablagerung gekommen sein. Unter diesen Umständen stellen die heute noch in den Alpen erhaltenen Seen jedenfalls nur einen außerordentlichen kleinen Prozentsatz der am Ende der Diluvialzeit noch wassererfüllten Becken dar.

a) Schuttkegel und -Halden.

Außer den flach ausgebreiteten Alluvionen der Talböden besitzen die sich an den unteren Teilen der felsigen Talhänge entlang ziehenden Schutthalden eine außerordentliche, aus G keineswegs zur Genüge hervorgehende Bedeutung. Sie bedecken in den Haupt- und Seitentälern ein riesiges

[1] Die großen Erdpyramiden des Iseosees liegen außerhalb unseres Gebietes.

Areal und verleihen den Talstrecken mit ebenem Boden mitunter einen U-förmigen Querschnitt, der aber natürlich gar nichts mit der U-Form des felsigen Talquerschnittes zu tun hat. Typisch ist in dieser Hinsicht zum Beispiel die Val Daone, wo unterhalb Pracùl diese alluvialen Schutthalden sehr große Horizontal-Ausdehnung und zum Teil auch erhebliche Höhe erreichen.

Wo Wildbäche bei der Einmündung in die Haupttäler das mitgebrachte Material zum größten Teil fallen lassen oder wo Rinnen steiler Wände den Steinschlag größerer Felsflächen sammeln, da häuft sich der alluviale Schutt zu Schuttkegeln an; und diese erreichen in der Val Camonica zum Teil riesenhafte Dimensionen. Der weitaus großartigste von allen ist der Schuttkegel von Cerveno, dessen Entstehung auf pag. 54 dieser Arbeit genauer besprochen ist. Er ist ebenso wie der gleichfalls bedeutende, wenn auch schon wesentlich kleinere Schuttkegel von Rino-Sonico von Cozzaglio zum Gegenstande einer besonderen Untersuchung gemacht worden (1893). Ich hebe hier nur nochmals hervor, daß ich mit Cozzaglio, Penck und Brückner (Alpen im Eiszeitalter, pag. 592) glaube, daß der Rückzug der Würmgletscher an vielen Stellen der übersteil gewordenen Talhänge Bergstürze oder Störungen veranlaßt hat (vergl. pag. 41 dieser Arbeit). Ich vermag aber dennoch nicht, wie mein verehrter Kollege Cozzaglio die Bildung der regelmäßig geböschten Schuttkegel von Cerveno und Sonico allein derartigen Zusammenbrüchen zuzuschreiben.

Auch vermitteln alle möglichen Übergänge zwischen den beiden genannten riesenhaften Schuttkegeln und kleineren [1]), ja ganz kleinen Vorkommnissen, bei denen niemand außergewöhnliche Ereignisse zur Erklärung ihrer Bildung heranziehen wird.

Auch heute noch ist auf weite Strecken in den Adamellotalern ein Gleichgewichtszustand nicht erreicht. Wie Cozzaglio in der zitierten Arbeit eingehend schildert, ist oberhalb des Schuttkegels von Rino-Sonico der Oglio wiederholt in historischer Zeit zum See gestaut worden. Wie auf pag. 141 dieser Arbeit angeführt, drohen auch im Vermigliotale Moranen-Muhren den Hauptbach aufzustauen. Der Bergsturz der Zurla südlich Capo di Ponte (vergl. pag. 54) kann in historischer Zeit stattgefunden haben: und neue Bergstürze werden sicherlich noch an anderen Stellen erfolgen. Das ganze Gebiet trägt noch deutlich den Charakter glazialer Erosion und Übertiefung und der Zeitraum der alluvialen Periode ist bisher viel zu kurz, als daß ein Ausgleich der wirksamen Kräfte hätte stattfinden können.

Die noch immer zahlreichen wassererfüllten Seen, die steilwandigen Klammen und die Wasserfälle am Ausgang der Hangetäler, die übersteilen Talgehänge [2]) und viele andere Merkmale zeigen übereinstimmend den unreifen Charakter der Täler. Das ganze Relief steht noch immer unter dem unmittelbaren Einfluß der Gletschertätigkeit. Es ist, wenn ich so sagen darf, weniger „postglazial“ als „epiglazial“.

b) Firnmoränen.

Betritt man den Hintergrund der hohen Seitentäler oder das Innere der typischen Kare, so findet man sie sehr häufig von Blockmeeren bedeckt, die die Begehung außerordentlich unbequem machen. Als typische Beispiele zitiere ich die schon 1890 (pag. 462 und diese Arbeit pag. 115)

[1]) Zum Beispiel Schuttkegel der Val Finale, pag. 123. Muhrgange können natürlich auch hier eine Rolle gespielt haben.

[2]) Sehr auffällig ist das Fehlen von Bergstürzen an den sehr steilen Nordhängen des Apricatales bei Edolo. Es erklärt sich wohl daraus, daß die Schieferungsflächen steil bergwärts einfallen.

64*

von mir beschriebenen Trümmerfelder der Foppa bei Edolo, die Trümmermeere des Lago gelato del contatto und des Lago bianco, die scharfbegrenzte Firnmoräne des Lago lungo-Kares im Baitonegebiet, die auf pag. 91 beschrieben ist und eine modellartige Firnmoräne im Feronetal bei Breno (vergl. pag. 91, Fußnote 2). Über ihre Entstehung habe ich mich auf pag. 91 ausgesprochen. Bemerkt sei, daß sie schon von Payer (1865, pag. 19) eingehend und gut beschrieben worden sind.

Auf pag. 89 dieser Arbeit ist die eigentümliche Erscheinung erwähnt und zu erklären versucht worden, daß an den Rändern der Adamello-Hochseen [1]) die großen plattenförmigen Gesteinsstücke der Firnmoränen überraschend oft flach liegen, „so oft, daß man meinen könnte, sie seien künstlich gelegt worden". Hier sei nur noch einmal darauf hingewiesen, daß vermutlich gleitende Bewegungen des Firnes die Veranlassung bilden [2]).

c) Sinter und Sinterbreccien.

Innerhalb der aus Kalkstein und Dolomit aufgebauten Teile des Gebirges setzen die Quellen häufig erhebliche Mengen von Kalksinter ab. Diese Sinter können von den Hängen herunterfallende Gesteinstrümmer verkitten, liefern dann förmliche Breccien und werden stellenweise den Breccien des Zellenkalkhorizontes so ähnlich, daß ohne eingehende Untersuchung Verwechslungen nicht zu vermeiden sind. Beispiele dafür sind auf pag. 184 von der Val d'Arnò, auf pag. 185 und 186 von der Val Bondone, auf pag. 202 von Rolla in der Val Daone, auf pag. 432 vom Iseosee und noch an vielen anderen Stellen angeführt. Gewöhnliche Kalksinterbildungen sind zum Beispiel auf pag. 40 von Losine beschrieben.

---

[1]) Zum Beispiel Lago Bianco, Lago di Cacciamali.

[2]) Ich hatte ursprünglich auch mit dem „Tischen" der „Firntische" als einer möglichen Ursache gerechnet. Ich hatte mich nämlich zum Beispiel auf der Vedretta di Fargorida davon überzeugt, daß auch auf unbedeutenden Firnfeldern Firntische genau analog den Gletschertischen entstehen und ebenso wie diese durch Unterschmelzung ihre Blöcke abgleiten lassen. Die Firntischbildung ist aber doch wohl zu selten, als daß sie die Ursache für ein so weit verbreitetes Phänomen sein könnte.

II. Intrusivgesteine.

A. Tonalitmassiv.

Wie schon in der Einleitung (pag. 4) begründet, beabsichtige ich an dieser Stelle nur eine geologische Schilderung des Tonalitmassives zu geben und vernachlässige daher alle petrographischen Einzelheiten, soweit sie nicht für den geologischen Zweck in Frage kommen. Hinsichtlich der Verwendung des Namens „Tonalit“ im Text wolle man pag. 5 vergleichen. — Ich hielt es aber für wünschenswert, die Abschnitte über die Tonalitfazies, die Lazerationssphäroide (vulgo „Schlierenknödel“) und die Aplitgänge durch eine Anzahl makroskopischer Bilder zu erläutern. Man wolle daher bei den betreffenden Erörterungen Taf. IX, Fig. 2 und Taf. XI, Fig. 1 und 2 berücksichtigen. Leider findet man derartige makroskopische Bilder auch in rein petrographischen Darstellungen nur sehr selten, obwohl sie gerade bei grobkörnigen Gesteinen dem Leser oft viel mehr als mikroskopische Bilder eine Vorstellung von dem Habitus des Gesteines vermitteln.

1. Nebengesteinseinschlüsse im Tonalit.

Bei der Bedeutung, die das Auftreten und die Beschaffenheit der Nebengesteinseinschlüsse für die Bestimmung der Lagerungsform haben, zähle ich die mir bekannten Vorkommnisse in der im ersten Teile für die Lokalschilderungen benützten geographischen Reihenfolge auf.

a) Aufzählung von 46 Örtlichkeiten mit Tausenden von Einschlüssen.

1. Val di Fa (nordöstlich von Breno) Scholle, wenige Meter breit; besteht aus weißem Marmor mit Granat und Epidot, letztere in streifenförmiger Anordnung (? Muschelkalk).

2. Val del Re. Marmorscholle in hornblendefreiem Tonalit.

3. Val Cobello. Scholle von Marmor mit großen Granaten (? unterer Muschelkalk) im normalen Tonalit.

4. Val Pallobia.

a) Kleine Schollen von Marmor des unteren Muschelkalkes in Tonalitgangen. Letzterer feinkörnig, hornblendefrei. Sicher keine Resorption!

b) Große Muschelkalkmarmorscholle im zusammenhängenden feinkörnigen, hornblendereichen, stellenweise fast biotitfreien Tonalit.

c) Scholle von Marmor des unteren Muschelkalkes im Tonalit westlich Piazze.

Die Zahl der Schollen in Val Pallobia ist noch sehr viel größer; sie konnten auf G nur schematisch dargestellt werden.

5. Auslauf des Lago d'Arno. Schollen von Werfener Schichten mit Glaseinschlüssen. (Vergl. Salomon 1891. I. pag. 472.)

6. Schollen von Trias (? Muschelkalk und Esinokalk?) auf der Nordseite des Passo delle Basse und der Cima Berbignaga.

7. Ebenso (Muschelkalk), Marmor mit Hessonit, Südseite.

8. Esinomarmorschollen im Tonalit des Badile bei Malga di Marmo.

9. Ebenso auf der NW-Seite des Berges. (Vergl. *G*.)

10. Westlich des Passo del Campo Permschollen und nördlich des Lago di Campo Muschelkalkschollen.

11. Esinomarmorschollen bei Ervina di sotto (Fumotal).

12. Schollen von kristallinen Schiefern in mächtigen Tonalitapophysen südöstlich des Ignaga-Passes.

13. Schollen von Werfener Schichten oberhalb Macesso di sotto im Salarnotal (mit Glaseinschlüssen. Vergl. Salomon, 1891. I. pag. 471).

14. Monte Marsèr.

a) Große Scholle von Esinomarmor im Tonalitstock, an einer Stelle gegen die aus kristallinen Schiefern bestehende Bassinwand stoßend.

b) Kleine Permschollen im hornblendefreien Tonalit auf der Salarnoseite des Passo del Coppo. Resorptionserscheinungen sehr ausgesprochen.

c) Kleine Esino-Marmorscholle im normalen Tonalit auf der Westseite des Passo del Coppo.

15. Corno Calcinaio. Trias-Marmorscholle im Tonalitstock.

16. Campanone del Coppo. Einschlüsse von cordieritreichen Phyllithornfelsen.

17. Rundhöcker des Rifugio del Baitone. Scholle von Werfener Schichten.

18. Weg unterhalb des Rifugio del Baitone. Schollen von Rendenaschiefern.

19. Lago bianco (Baitone) $1^{1}/_{2}$—2 *dm* langer Quarzknauer (offenbar aus kristallinen Schiefern) im Tonalit ohne makroskopisch wahrnehmbare Resorptionserscheinungen.

20. Zwischen Lago lungo und Lago gelato del contatto (Baitone) in Gängen von saurem, hornblendefreien Apophysentonalit zahlreiche Einschlüsse von Hornfelsen der Rendenaschiefer.

21. Am Lago gelato di contatto scheinbare Permbreccien, in Wirklichkeit Zement von hornblendefreiem Tonalit, größtenteils vom Charakter des Apophysentonalites, mit zahlreichen Fragmenten von Rendenaschieferhornfelsen.

22. Südlich des Lago gelato di contatto Einschlüsse von gangförmigem Porphyrit im Apophysentonalit.

23. Foppa des Monte Aviolo bei Edolo. Einschlüsse von kristallinen Schiefern im hornblendefreien Granattonalit. Resorptionserscheinungen. (Vergl. Salomon 1890, pag. 480 und 525—526.)

24. Val Gallinera-Nordseite. Verflössung von Edoloschiefern als Einschlüssen im hornblendearmen Tonalit nahe der Grenze.

25. Valle Aviolo, Ostseite. In einem mehrere Meter mächtigen Tonalitlagergange viele Einschlüsse von Hornfelsen wohl der Werfener Schichten, jedenfalls der Trias. Resorption und Injektion.

26. Nordseite des Presenapasses, in etwa 2500 *m* Höhe kleiner Einschluß.

27. Val Stavèl. An einer Reihe von Stellen Einschlüsse von Hornfelsen kristalliner Schiefer.

28. Val Piana. Einschlüsse im Tonalitgneiß.

29. Val San Valentino, oberhalb Praino. Scholle von Rendenaschiefer in Tonalitgang.

30. Cima Val Agosta. Schollen von Triasmarmor.

31. Uza.

a) Gegen Maggiasone. Wohl mehr als 30 große Schollen von Esinomarmor. Vergl. Fig. 48, pag. 180.

b) Gegen die oberste Valbuona. Wenigstens 20 große Esinomarmorfetzen und -Schollen.

32. Val Cadino. Zahlreiche (mehr als 30) große und kleine Schollen von Esino- und (?) Hauptdolomitmarmor. Vergl. Abbildungen Taf. VII, Fig. 1 und 2, sowie Fig. 67 und 79 auf pag. 253 und pag. 281. Keine Resorption.

33. Malga del Gelo. Scholle von dünnschichtigem Silikatmarmor des unteren Muschelkalkes und Scholle von Granathornfels (Trias, ? Stufe).

34. Abstieg vom Passo del Termine nach Blumone. Vertikal stehende Scholle von Hornfels der Wengener Schichten.

35. West- und Südseite des Monte Cadino. Mehrere große und viele kleine Schollen von Esinomarmor (? zum Teil Hauptdolomit). (Vergl. Nr. 32 dieser Aufzählung.)

36. Beim Abstieg vom Passo di Riva nach Malga Val Fredda zwei Marmorschollen (offenbar Esinomarmor) in dem fast oder ganz hornblendefreien, aber Schlierenknödel führenden Tonalit.

37. In der Erosionsentblößung von Tonalit bei Malga Valbuona di Campolaro weiße Marmorschollen.

38. Kessel von Stabio. Einschlüsse von rostbraun verwitternden Hornfelsen der (?) Wengener Schichten. Ebenso zwischen Cima Innominata und Alta Guardia auf der Nordseite von Stabio Einschlüsse von (? Esino-) Marmor in Apophyse von normalem Tonalit.

39. Silter di Stabio. In einer Tonalitapophyse viele Einschlüsse von metamorphen Triasgesteinen.

40. Oberhalb der Santella di Degna. Scholle von Marmor mit undeutlich kristallinen Silikaten.

41. Zwischen Val di Genova und dem Kontakt in Val Stavèl im zentralen Presanellagebiet kleine Einschlüsse von metamorphen kristallinen Schiefern an zahlreichen, aber meist weit von einander entfernten Stellen.

42. Zwischen Cornisello und Passo di Scarpaccò im östlichen Presanellagebiet nicht gerade selten kleine Einschlüsse von metamorphen kristallinen Schiefern.

43. Untere Val di Genova. Vereinzelte kleine Einschlüsse von Hornfelsen kristalliner Schiefer.

44. Zwischen Casa Bolognini in der Val di Genova bei der Traversierung des Adamello bis zum Kontakt in Val d'Avio nicht gerade selten, aber doch nur vereinzelte und kleine Einschlüsse von Hornfelsen kristalliner Schiefer. (Häufiger als in der unteren Val di Genova.)

45. Lobbia alta. Kleiner Einschluß von Hornfels-Aviolit. (Biotit-Cordierit-Hornfels, von kristallinem Schiefer herrührend.)

46. Cima Pozzoni. Kleine Einschlüsse von Hornfelsen kristalliner Schiefer.

b) Allgemeine Ergebnisse.

Die aufgeführten Fälle der übrigens keineswegs vollständigen Liste beziehen sich auf viele Tausende von makroskopischen Einschlüssen und Schollen, die teils nur wenige Kubikzentimeter, teils Tausende von Kubikmetern umfassen. Die ganze Schichtserie ist von den Rendenaschiefern

sicher bis zum Esinomarmor, vielleicht sogar bis zum Hauptdolomit in den Einschlüssen vertreten. Am häufigsten und größten sind diese naturgemäß nahe den Kontakten und in Apophysen des Tonalites. Die zentralen Regionen sind viel ärmer daran und ihre Einschlüsse sind meist sehr klein. Dennoch fehlen sie, wie die Nummern 41—46 zeigen, auch da durchaus nicht.

Resorptionserscheinungen sind nur sehr selten, manchmal aber ganz sicher nachgewiesen. Eine größere Bedeutung erreichen sie nicht. Beziehungen zwischen der chemischen Zusammensetzung der Einschlüsse und der des einschließenden Tonalites sind daher nur ganz selten vorhanden.

An einer Reihe von Stellen (Val Pallobia, Coppo d'Arno, Uza, Passo del Coppo usw.) zeigte sich die Erscheinung, daß die sehr zahlreichen großen und kleinen „Schollen" im Streichen und Fallen mit dem benachbarten Sedimentgebirge übereinstimmen. Offenbar handelt es sich in diesen Fällen nicht um echte, völlig aus dem Zusammenhang mit dem anstehenden Sediment gerissene „Schollen". Die betreffenden Aufschlüsse stehen vielmehr unterirdisch noch in Verbindung damit; oder sie hingen ursprünglich in den jetzt bereits abgetragenen Gebirgsteilen damit zusammen. Sie sind dann also nur in der Anschnittfläche durch die in die Schichtfugen eingedrungenen Tonalitmassen isoliert. Die Isolierung ist aber nur scheinbar.

Die Esinomarmorschollen des Monte Marsèr, die anisische oder ladinische Marmorscholle des Corno Calcinaio und die Werfener Scholle des Rifugio del Baitone liegen im Verhältnis zu dem benachbarten Sedimentgebirge so tief, daß man zu der Annahme gezwungen ist, sie seien in der flüssigen Tonalitmasse versunken. Zu einer ähnlichen Annahme zwingen auch die Lagerungsverhältnisse und die Lückenhaftigkeit der Schichtfolge auf der Nordseite des Berbignagakammes (Passo delle Basse). Man muß dort voraussetzen, daß ein Teil der im Profil fehlenden Schichten als losgelöste Schollen in der Tiefe verborgen sind. Umgekehrt habe ich nirgendswo Anzeichen für ein Emportragen von Schollen durch das aufsteigende Magma beobachtet [1]).

2. Tonalitapophysen im Nebengestein.

Aufzählung von 63 Örtlichkeiten mit vielen Hunderten von Apophysen.

Ich gebe auch hier zunächst ein Verzeichnis in geographischer Anordnung.

1. Südlich der Val di Fa, im anstehenden Muschelkalkmarmor.

2. Nördlich der Val di Fa, mehrere Apophysen in einer Scholle von Muschelkalkmarmor, die im Tonalit schwimmt.

3. Tonalitsporn im Muschelkalk zwischen Val Cobello und Val del Re. Ebendort hoher förmliche Verzahnung von unterem Muschelkalk und Tonalit. Dieser bildet zahlreiche, teils 1 *m*, teils etwas mächtigere, teils etwas schmälere Gänge, die untereinander ziemlich parallel sind und auch den Schichten meist annähernd, aber freilich nicht genau parallel laufen. Der Muschelkalk ist in Silikatmarmor verwandelt. (Vergl. Fig. 6, pag. 44.)

4. Gabelgang im schwach metamorphen unteren Muschelkalk der Pallobia-Nordseite. (Vergl. Fig. 7 auf pag. 46.) Der 4 *m* mächtige Hauptstamm des Ganges hat Lagergangcharakter. Die nur 1 *m* mächtige Apophyse schneidet die Schichten schräg.

[1]) Die obenstehenden Ausführungen waren ohne Kenntnis von Dalys „Stoping Hypothesis" niedergeschrieben, bilden aber offenbar eine Bestätigung seiner Annahmen. Man vergl. Geol. Rundschau, I, 1910, pag. 12—13 der Besprechungen.

5. Val Pallobia-Südseite.

a) Bei Val Negra ein den Schichten des unteren Muschelkalkes ungefähr paralleler Gang von feinkörnigem Quarzglimmerdiorit. Er schwillt an einer Stelle seitlich an und schneidet die Schichten ab.

b) ? mit *a*) identisch. (Man vergl. die Figuren 8 und 9 auf pag. 48.) Die Gänge lösen kleinere Stücke ab. Sie sind hornblendefrei. Nebengestein metamorpher unterer Muschelkalk.

c) Zahlreiche, meist mächtige lagergangartige Apophysen im unteren Muschelkalk taleinwärts von *b*).

d) 1 *dm* breite Hornblendetonalit-Ader im metamorphen unteren Muschelkalk auf dem oberen Weg.

e) Zahlreiche lagergangartige Apophysen in demselben Muschelkalk, taleinwärts von *d*).

Der Tonalit der Apophysen ist zum Teil als Nadeltonalit entwickelt, zum Teil hornblendefrei. Ein 1 *m* mächtiger Gang am „Doss Michele", der in grauem, durch dichte Silikatlagen gebändertem Muschelkalkmarmor aufsetzt, ist hornblendefrei und glimmerarm. Er schneidet die am Kontakt stark gebogenen Schichten schräg ab.

Resorptionserscheinungen wurden an keinem der Gänge des Pallobiatales beobachtet. Ihre Mächtigkeit schwankt von 1 *dm* (vergl. *d*) bis zu über 100 *m*. Gelegentlich war es nachweisbar, daß die Gänge eine besondere Kontaktmetamorphose des umgebenden Kalksteines bewirkt haben.

6. Zwischen Malga Coppo d'Arno und dem Lago d'Arno.

a) Mächtiger Gang von feinkörnigem Tonalit in Phyllithornfelsen.

b) Unregelmäßig begrenzt erscheinende Aufschlüsse von Tonalit im Perm, zweifellos von Apophysen herrührend.

7. Nordhang des Passo delle Basse. Tonalitapophysen in Marmorschollen (anisische oder ladinische Trias), zum Teil den Schichten parallel. (Vergl. Fig. 12, pag. 58.)

8. Nordhang des Colombè. Mächtige Apophyse, wohl Lagergang unter dem Niveau der Werfener Schichten.

9. Badile gegen Malga del Marmo. Sehr mächtige, mehrfach verzweigte Apophyse von Tonalit im Esinomarmor. (Vergl. die Fig. 15—17 auf pag. 63—64.)

10. Westlich der Hauser Parnaval auf der Nordseite des Pallobiatales mehrere Tonalitgänge im schwach metamorphen Muschelkalk.

11. Bei den Baite Colomba Aufschlüsse von Apophysentonalit zwischen Wengener Schichten und Esinokalk.

12. Mächtiger Tonalitgang des Badile („fasa") im Esinomarmor, von Breno aus zu sehen. (Vergl. Fig. 19, pag. 68.)

13. Mächtiger Tonalitgang der Cima Sabluuera im Esinomarmor (Fig. 18, pag. 67).

14. Mächtige Tonalitzunge der Val di Pradello (Badile).

15. Werfener Schichten (metamorph) bei der Casa della Finanza am Lago d'Arno, von zahlreichen, ganz unregelmäßigen Tonalitadern injiziert. Keine Resorption! Tonalit hornblendearm, beziehungsweise -frei.

16. Ostende des Lago d'Arno und Gegend östlich davon: Tonalitapophysen in metamorphen Werfener Schichten.

17. Mächtige, stockartige Tonalitapophysen westlich und nordwestlich des Passo del Campo im Perm, hornblendereich, die westliche mit Permschollen.

18. Tonalitapophysen im Perm nordwestlich des Lago di Campo, nur aus Blöcken erschlossen.

19. Forcel rosso. Fumoseite, Tonalitgänge in metamorphen Wengener Schichten.

20. Zwischen Ervina di sopra und Passo d'Ignaga mehrere beträchtliche Tonalitmassen in den metamorphen kristallinen Schiefern.

21. Großer Tonalitstock des Monte Marsèr mit Schollen von Perm und Esinomarmor. (Vergl. *G.*)

22. Großer Tonalitstock des Corno Calcinaio mit Triasmarmorscholle. (Vergl. *G.*)

23. Tonalitsporn des Campanone del Coppo mit Einschlüssen von Phyllithornfels. (Vergl. *G.*)

24. Schieferkeil südlich Malga Frino, stellenweise ganz von Tonalitadern durchdrungen. (Vergl. *G.*)

25. Große Tonalitzunge nördlich des Lago Grande del Baitone, im metamorphosierten Rendenaschiefer. (Vergl. *G.*)

26. Tonalitadern in den Rendenaschiefern zwischen 25 und dem Rifugio del Baitone.

27. Rendenaschiefer mit Tonalitadern zwischen Lago rotondo und Lago lungo. Am rechten Ufer des Baches ein Gang von 1 *m* Mächtigkeit mit Aggregaten von Biotit, die vermutlich Pseudomorphosen nach Hornblende sind.

28. Mächtige, auch horizontal weit verfolgbare Gänge von saurem Apophysentonalit, zum Teil aplitähnlich, hornblendefrei, biotitarm, in der Rendenaschieferwand westlich des Lago lungo. (Man vergl. das Bild Taf. III, Fig. 1.)

29. Anstieg vom Lago lungo zum Lago gelato del contatto, Umgebung dieses letzteren und Gegend südlich davon. Die Rendenaschiefer sind dort stellenweise ganz von Tonalitadern und -Gängen durchdrungen und injiziert. Die meisten Gänge bleiben unter 1 *m* Dicke. Sie gabeln sich unregelmäßig (vergl. Bild Fig. 29, pag. 92), anastomosieren miteinander und bestehen gewöhnlich aus saurem, zum Teil aplitähnlichem Apophysentonalit. Doch wird dieser mitunter so glimmerreich, daß er sich dann in nichts vom hornblendefreien Massivtonalit unterscheidet. Übergänge vom ganz sauren Apophysentonalit zu diesem letzteren sind innerhalb derselben Gangspalte, zum Beispiel in dem in dem Bilde Fig. 29 dargestellten Gange zu beobachten. Hornblende habe ich allerdings nie darin gesehen, wohl aber nicht ganz selten die charakteristischen hohen Biotitprismen des Massivtonalites. Die Injizierung der Rendenaschiefer geht am Lago del contatto so weit, daß förmliche Breccien von Schiefer mit Tonalitzement entstehen.

30. 2 helle Gänge, offenbar von Apophysentonalit, im Perm der Campanili delle Granate, nur aus der Ferne gesehen!

31. Unterhalb des Bombiàkessels Gang von feinkörnigem Tonalit im Rendenagneis.

32. Monte Aviolo. Mehrere Gänge von hornblendefreiem, einer von hornblendehaltigem Tonalit in den kristallinen Schiefern. (Vergl. auch Salomon, 1890, pag. 480—481.) Außerdem je ein kleiner Stock von hornblendefreiem Quarzglimmerdiorit in der Val Moja und bei Rino, beide mit besonderen Kontakthöfen. (Vergl. Salomon, 1890, pag. 469 u. 546, 1896, pag. 13, 1897, II, pag. 117—119, Riva, 1896, II.)

33. Val Gallinera.

a) Nordhang 2 *m* mächtiger, steiler Tonalitgang in den Hornfelsen der Edoloschiefer.

b) Auf der Westseite des Gallinerapasses unten Tonalitgänge, zum Teil den Schichtfugen parallel in den metamorphen Werfener Schichten.

c) Nördlich des Paßeinschnittes, in dem die Valle Aviolo und Val Gallinera trennenden Kamme, ein Gang von Tonalit und einer eines glimmerarmen, hornblendefreien Apophysentonalites in den Hornfelsen der Edoloschiefer.

d) Gallinerapaß-Ostseite, unten im Aviolotale. Mehrere Tonalitgänge, gern den Schichten folgend, in den Hornfelsen der Edoloschiefer.

34. Valle Aviolo-Ostseite. In den Triashornfelsen (jedenfalls Werfener Schichten) ein mächtiger Tonalitlagergang und weitgehende Injektion durch unbedeutende Tonalitadern, so daß man stellenweise im Zweifel sein kann, ob man Tonalit mit Einschlüssen oder Schichten mit Tonalitadern vor sich hat. Resorptionserscheinungen deutlich!

35. Val Narcane. Apophysen des Tonalitgneisses in den Edoloschiefern. (Vergl. Salomon, 1891, III, pag. 411.)

36. Val Piana. Apophysen des Tonalitgneisses (!) von zum Teil nur 1 $\frac{1}{2}$—2 *dm* Dicke, gern parallel der Schieferung in den Edoloschiefern.

37. Westlich Pinzolo. Adern von Tonalit in den Rendenaschiefern.

38. Val di Borzago. Kontakt. Kleine Tonalitgänge in Hornfelsblöcken, nicht anstehend.

39. Im Rendenaschieferkeil der Val San Valentino oberhalb Coël zahlreiche Gänge und Adern von Tonalit. Resorption!

40. Valbuona di Daone. Linkes Ufer. Im metamorphen *Trinodosus*-Kalk 2 Lagergänge von Tonalit, 70—90 *cm* mächtig, 1 Transversalgang etwa $\frac{1}{2}$ *m* mächtig. Einer der Lagergänge ist horizontal ziemlich weit verfolgbar.

41. Hintergrund der Valbuona di Daone. Der Tonalit greift in mehreren schmalen Zungen in den Esinomarmor ein.

42. Weg von Malga Valbuona di Daone zum Fratepaß. Von dem Band des *Trinodosus*-Kalkes an bis zur Paßhöhe Tonalitgänge in allen Niveaus bis zum Esinomarmor.

43. Am Westgehänge des Monte Bagolo ragt durch den metamorphen Muschelkalk, die Reitzi- und Wengener Schichten ein Rücken von Tonalit quer zur Schichtung heraus. Er ist offenbar ein gangartiger Vorsprung der in der Tiefe verborgenen zusammenhängenden Tonalitmasse.

44. Tonalitsporn der Cima di Curioni. Schiebt sich zwischen die Raibler Schichten und den Muschelkalk und keilt sich nach Osten rasch aus. Der Esinokalk dazwischen fehlt. (? in die Tiefe gesunken?) [1])

45. Im Esinomarmor von Lajone di sopra Lagergang eines fast dichten Hornblende-Glimmerdiorites, wohl einer Tonalitapophyse.

46. Zungenförmige Tonalitapophyse im metamorphen Muschelkalk bei Malga del Gelo.

47. In der gegen den Terminekessel gekehrten Wand der Cima di Blumone sieht man schon von fern helle, netzartig verlaufende, mächtige Gänge. Nach unten gefundenen Stücken bestehen sie teils aus echtem Tonalit, teils aus saurem Apophysentonalit. Sie setzen in metamorpher anisischer und ladinischer Trias auf.

[1]) Vergl. Dalys „Stoping Hypothesis“. (Nachträglicher Zusatz vom Jänner 1910.)

65*

48. In den metamorphen Wengener Schichten südlich des Terminepasses finden sich zahlreiche schneeweiße Gänge von fast glimmerfreiem Apophysentonalit, daneben aber auch glimmerhaltige Gänge und den Übergang zwischen beiden vermittelnde Typen.

49 In den metamorphen Wengener Schichten südlich des Casinetto di Blumone mehrere Tonalitgänge.

50. Gobba und Monte della Rossola. Flache Gänge von Apophysentonalit im vertikal gestellten metamorphen Muschelkalk. (Vergl. Bild Fig. 75, pag. 267.)

51. Obere Val Cadino. In Scholle von dolomitischem Kalkmarmor (Esinokalk oder Hauptdolomit) mehrere Apophysen der zusammenhängenden Tonalitmasse. Sie sind auffällig arm an dunklen Gemengteilen. Resorptionserscheinungen scheinen ganz zu fehlen. Eine in Fig. 77, pag. 273, dargestellte Apophyse hat Kreuzform, was wohl auf Schichtung und senkrecht dazu stehender Klüftung des ursprünglichen Kalksteines beruht. Jetzt, nach vollzogener Metamorphose, sind aber in dem Marmor keinerlei Fugen erkennbar.

52. Passo di Teller. Gang von hornblendefreiem Tonalit mit Quarzadern in der metamorphen Trias. Schneidet den oberen Muschelkalk ab. Neben ihm Reitzischichten.

53. Tonalitapophyse in Vajuga im Muschelkalk, von kleinem, eigenem Kontakthof umgeben. Form nicht sicher bekannt.

54. Bei Malga Valbuona di Campolaro scheinbarer Tonalitstock in dem Muschelkalk; in Wirklichkeit Erosionsentblößung, die den unter dem Muschelkalk verborgenen Tonalit sichtbar macht.

55. Monte Trabucco. Tonalitstock, mächtig, im Muschelkalk. Besteht aus Normaltonalit mit viel Schlierenknödeln. Ebendort eine etwa 12 *cm* mächtige Apophyse von normalem hornblendehaltigem Tonalit im Muschelkalkmarmor. Weiter oben ein nur 1 *cm* mächtiger, ganz schar abgegrenzter Gang von etwas feinkörnigem, aber sonst normalem Tonalit im metamorphen Muschelkalk.

56. Pallone del Forcellino di Valbuona In der auf Taf. VI, Fig. 2, sichtbaren Wand im stark gefalteten metamorphen Muschelkalk zwei helle Gänge, die nach Analogie mit anderen Vorkommnissen nur aus Apophysentonalit oder echtem Tonalit bestehen können. Die Gange sind nicht mitgefaltet, also jünger als die Faltung!

57. SO-Wand des Frerone. Machtige, in Bild Taf. VII, Fig. 1 und Fig. 80, pag. 288 sichtbare Tonalitapophyse, die einen kolossalen Keil von gefaltetem unteren Muschelkalk aus dem Zusammenhange mit den höheren Muschelkalkmassen herausschneidet.

58. Nordseite von Stabio. Kleine, gang- oder stockförmige Masse von normalem Tonalit in den Hornfelsen der Wengener Schichten.

59. Zwischen Cima Innominata und Alta Guardia Apophyse von normalem Tonalit in (? Esino-) Marmor. Umschließt auch Bruchstücke des Marmors.

60. Kessel von Stabio. Apophysen von anscheinend hornblendefreiem Tonalit in einem eigentümlichen, rostbraun verwitternden Gestein von Hornfelscharakter (? Wengener Schichten).

61. Fuß des Pallone del Forcellino di Valbuona, in Stabio. 25—30 *cm* mächtige Apophyse von mittelkörnigem, etwas verwittertem, normalem Tonalit wird nach oben bis etwas über einen halben Meter mächtig. Nebengestein: Marmor und Granathornfels des Muschelkalkes mit ONO-Streichen, ganz steilem N-Fallen. Der Gang streicht SO und fällt äußerst steil nach SW.

In derselben Gegend sind zwischen die Schichtflächen des Muschelkalkes nicht selten mächtige Platten von normalem Tonalit als Lagergänge eingeschaltet.

62. Oberhalb des Silter di Stabio ist in einem Hügel Tonalit mit viel Triasschollen aufgeschlossen. Er bildet dort eine wohl stockförmige Apophyse in der Trias.

63. Runse neben dem Silter di Stabio. 3 *m* mächtiger Gang von Tonalit im metamorphen Muschelkalk. Tonalit arm an Biotit, reich an Hornblende und Schlierenknödeln.

b) Ergebnisse.

Aus der vorstehenden Zusammenstellung, die sich nur auf die von mir selbst beobachteten Vorkommnisse bezieht und nicht einmal ganz vollständig ist, ergeben sich eine Reihe von Tatsachen.

Die Zahl der Apophysen ist außerordentlich groß, an manchen Stellen, zum Beispiel im Baitonegebiet, so groß, daß eine Zählung unmöglich wird. Sie treten aber nicht in gleichmäßiger Verteilung längs der Primärgrenze des Massives auf, sondern bevorzugen bestimmte Stellen, können auch lokal ganz fehlen. Dennoch ließen sie sich im großen und ganzen rings um das gesamte Gebiet herum verfolgen. Nur an der von mir wenig begangenen und weithin von Diluvium bedeckten Grenze zwischen Val Piana und Dimaro ist eine größere Lücke in meinem Verzeichnis und naturgemäß fehlen sie an dem Sekundärkontakt längs der Judikarienlinie südlich von Dimaro.

Die Natur des Nebengesteines spielt, wie zu erwarten, eine gewisse Rolle, insofern als dünnblätterige Schiefer (Baitone Nr. 29) und sehr dünnschichtige Ablagerungen (Werfener Schichten Nr. 15 und 34) offenbar das Eindringen der Apophysen begünstigen. Anderseits machen sich andere Faktoren in noch höherem Maße geltend; und das sind wahrscheinlich die Temperatur und Dünnflüssigkeit des Magmas, sowie der von der ersteren mit abhängige Durchwärmungsgrad des Nebengesteines. Wir finden nämlich auch weite Strecken von Schieferkontakten fast apophysenfrei. Endlich spielt auch die Orientierung der Schicht- und Schieferungsflächen im Verhältnis zur Kontaktfläche eine nicht zu unterschätzende Rolle.

Wo sich die günstigen Faktoren vereinigen, da kommt es tatsächlich, so wie es die französischen Autoren schon seit langer Zeit beschrieben haben, zu weitgehenden Durchäderungen und Injektionen des Nebengesteines. In dem Baitonegebiet entsteht so an einer Stelle (Nr. 29) eine scheinbare Permbreccie, die in Wirklichkeit ein Zement von Tonalit hat. Solche Stellen sind in der Adamellogruppe seltene Ausnahmen; sie zeigen aber sehr klar, daß sie unter bestimmten Verhältnissen auch als Regel auftreten könnten. Vermutlich dürfte das bei größerer Tiefe des Intrusionsniveaus, also bei höherer Primärwärme des Nebengesteines der Fall sein. Auch an den Kontakten der Sabbionedioritmassive treten intensive Injektionserscheinungen in ähnlicher Weise wie am Rande des Adamellotonalites auf, das heißt nur als lokale Ausnahmen.

Was das stratigraphische Niveau der von Apophysen durchsetzten Nebengesteine betrifft, so sind in dem Verzeichnis alle größeren Schichtgruppen von den Rendena- und Edoloschiefern bis zum Esinokalk enthalten. Vermutlich werden sie sich auch noch in den Raibler Schichten und dem Hauptdolomit nachweisen lassen.

Die Form und Mächtigkeit der Apophysen wechselt sehr stark. Von 1 *cm* dicken Adern (Nr. 55) bis zu dem kolossalen Tonalitstock des Monte Marsèr finden sich alle möglichen Übergänge. Stockförmige Apophysen (zum Beispiel Nr. 21, 22, 32 zum Teil) sind selten, Gänge die Regel. Dabei ist in allen deutlich geschichteten und nicht stark im kleinen gefalteten Schichtkomplexen eine ganz ausgesprochene Neigung zur Lagergangbildung vorhanden. Untersucht man aber diese von Stache und Reyer daraufhin für echte Lager gehaltenen Gebilde genauer, so findet man stets, daß sie stellenweise die Schichtung schief schneiden (Fig. 6, 8, pag. 44 und 48).

Haken schlagen oder Sekundärapophysen schräg zur Schichtung entsenden. (Fig. 3, 4, 7, 77, pag. 39, 46, beziehungsweise 273.) Die meisten Gänge bilden regelmäßige planparallele Platten, seltener sind unregelmäßige Adern; bei den feineren Injektionen aber, wie sie zum Beispiel in Nr. 15, 29 und 34 beschrieben wurden, sind diese unregelmäßig gestalteten an- und abschwellenden, netzartig anastomosierenden Adern die Regel. Ein leidliches Beispiel dafür ist in dem Bild Fig. 29, pag. 92 wiedergegeben.

Die meisten Tonalitgänge stehen steil, was sicherlich auch, wenigstens zum Teil, von der steilen Aufrichtung der dem Massiv benachbarten Sedimente herrührt. Dennoch wurden auch eine Anzahl fast schwebend oder doch flach fallender Gänge in steil gestellten Sedimenten beobachtet. Ich erinnere an die flachen Gänge von Apophysentonalit im vertikalen Muschelkalk des Monte della Rossola (Nr. 50, Bild Fig. 75, pag. 267).

Die Tonalitapophysen entfernen sich horizontal meist nur unbedeutend von der Grenze des zusammenhängenden Massives und liegen daher im allgemeinen noch im Gebiet des Kontakthofes oder sogar der inneren Kontaktzone. Den größten Abstand erreicht der kleine von mir aufgefundene, von Riva genau beschriebene Quarzglimmerdioritstock von Rino (Nr. 32) mit etwa 3 *km*. Er sowie die stock- und gangförmigen Apophysen, die außerhalb des Massivkontakthofes oder doch seiner inneren Kontaktzone liegen, lassen oft eine sehr deutliche selbständige Kontaktmetamorphose erkennen. An dem kleinen Stock der Val Moja (Nr. 32) ließen sich sogar zwei Kontaktzonen unterscheiden.

Sehr wichtig ist die Tatsache, daß nicht nur die schon zur Zeit des Karbon gefalteten kristallinen Schiefer, sondern auch die im Zickzack gefalteten Schichten des unteren Muschelkalkes von gradlinig verlaufenden Tonalitgängen durchschnitten sind. (Nr. 56.) Das beweist das im Verhältnis zur Faltung der Trias jüngere Alter der Gangintrusion.

Wie noch bei der Untersuchung der Lagerungsform des Tonalites eingehend besprochen werden wird, hat ein Teil der großen Apophysen des Massives nicht gang-, sondern sporn- oder zungenförmige Gestalt. (Zum Beispiel Sporn von Malga Premassone in Val Malga, Zunge von Val Pradello am Badile. Vergl. *G*!)

Nicht alle isolierten Aufschlüsse von Tonalit im Sedimentgebiet sind wirklich Apophysen. Ein Teil von ihnen ist als Erosionsentblößung aufzufassen. Die unregelmäßig wellige Oberfläche der zusammenhängenden Tonalitmasse ist dort unter einer dünnen Kruste von Trias verborgen und kommt an geeigneten Punkten durch Denudation oder Erosion zum Vorschein. (Zum Beispiel Nr. 54.)

Auf die Gesteinsbeschaffenheit der Tonalitapophysen wird bei der allgemeinen petrographischen Besprechung des Tonalites genauer eingegangen werden. Hier sei nur kurz erwähnt, daß sowohl echter hornblendeführender Tonalit wie hornblendefreie und zum Teil sogar biotitarme Fazies in den Gängen beobachtet wurden. Die letzteren vermitteln dann zum Teil schon den Übergang zu den echten Apliten. Das Korn der Gänge ist oft, aber keineswegs immer feiner als das des Massivtonalites. Resorptionserscheinungen wurden nur als seltene Ausnahmen beobachtet. (Zum Beispiel Nr. 34 und 39.) Sie treten gelegentlich in den Gebieten intensiver Injektionen auf und sind ebenso wie diese selbst durch Zusammenwirken mehrerer günstiger Faktoren zu erklären. (Vergl. pag. 495 und die Auseinandersetzungen bei der petrographischen Besprechung des Tonalites.)

3. Die Fazies des Tonalites in dem Massive.

In dieser ganzen Arbeit ist, wie bereits auf pag. 5 angegeben, das Wort „Tonalit" meist nicht in dem strengen petrographischen Sinne gebraucht worden, sondern als allgemeine Bezeichnung für das in petrographischer Hinsicht sehr wechselnde, das ganze Massiv und seine Apophysen zusammensetzende Tiefengestein. In Wirklichkeit geht schon aus dem ersten Teile der Arbeit hervor, daß dies seine Zusammensetzung und seine Textur in ziemlich weiten Grenzen ändert. Wenn es mir nun auch erst in einer späteren Arbeit möglich sein wird, eine petrographische Beschreibung der einzelnen Fazies, welche es innerhalb der Adamellogruppe annimmt, zu geben, so kann ich doch nicht umhin, schon an dieser Stelle einige meist schon makroskopisch hervortretende Tatsachen zu erwähnen, weil sie für die Auffassung des geologischen Baues der Gruppe von Bedeutung sind. Ich gebrauche dabei absichtlich nicht das Wort „Varietäten", sondern den in der Stratigraphie üblichen Ausdruck „Fazies", weil nur ein Teil dieser letzteren sich so wenig von der anerkannten Definition des „Tonalites" entfernt, daß man von „Varietäten" im petrographischen Sinne sprechen kann.

Ich hebe ausdrücklich hervor, daß ich, nachdem Becke in seiner Rieserfernerarbeit eine wirklich mustergültige petrographische Beschreibung eines Tonalitmassives gegeben hat[1], nur mit Widerstreben an die Veröffentlichung der folgenden Ausführungen herangehe. Denn da es mir bisher infolge meines äußeren Lebensganges nicht möglich war, das sehr umfangreiche, von mir im Adamello seit 1888 gesammelte Material petrographisch ganz durchzuarbeiten, muß ich mich notgedrungen darauf beschränken, die folgenden Auseinandersetzungen zu einem erheblichen Teile auf makroskopische Beobachtungen zu basieren[2].

a) Kerntonalit — Normaltonalit.

Den weitaus größten Teil des ganzen Massives, und zwar nicht bloß seine zentralen Teile, sondern oft auch ziemlich randlich gelegene Gebiete, setzt das normale, von Becke (a. a. O. pag. 383) in den Rieserfernern mit Recht als Kerntonalit bezeichnete Gestein zusammen. Becke definiert es kurz und treffend mit den folgenden Worten: „Hellgefärbtes mittelkörniges Gestein, in dem schneeweißer Feldspat mit etwas perlmutterglänzenden Spaltflächen und hellgrauer Quarz den Grund abgeben, von dem sich die dicksäulenförmigen Biotitkristalle und die schlankeren rabenschwarzen Hornblendesäulen grell abheben." Von dem makroskopischen Aussehen des normalen Kerntonalites werden die Fig. 2 auf Taf. IX und die Fig. 1 und 2 auf Taf. XI eine Vorstellung geben.

Der Kerntonalit des Adamello unterscheidet sich wohl nur dadurch etwas von dem der Rieserferner, daß, wie schon G. vom Rath[3]) hervorhob, die Hornblende „meist in kurzen dicken, selten in längeren prismatischen Kristallen vorhanden" ist. Doch gilt dies nicht von allen Teilen des Massives, sondern, wenn mich meine Erinnerung nicht täuscht, hauptsächlich nur von den wirklich zentralen Gebieten. Gegen die Ränder und in den vorgeschobenen, wenn auch breiten Zungen dürften im allgemeinen schlankere Hornblendesäulchen und auch nicht mehr so dicke und hochsäulenförmige Biotitprismen, sondern dünnere Blätter entwickelt sein.

[1]) Petrograph. Studien am Tonalit der Rieserferner. Tschermaks Mitt. Bd. XIII, pag. 379 u. f.

[2]) Einige bei dem damaligen Stande der Feldspat-Bestimmungstechnik natürlich sehr primitive mikroskopische Beobachtungen habe ich schon 1890 mitgeteilt. (Salomon 1890, pag. 542—546.)

[3]) 1864, pag. 254.

Die beiden Gesteinsvarietäten sind indessen durch allmähliche Übergänge miteinander verbunden und würden kartographisch nicht getrennt werden können. Aber auch auf ganz kleine Abstände, ja vielfach in demselben Aufschluß oder Block findet man saure, normale und basische Varietäten des Kerntonalites miteinander schlierig verwebt. (Man vergl. zum Beispiel auf Taf. XI, Fig. 1 den großen Block ganz oben in der Mitte.) Dabei verhält sich nach meinen Erfahrungen die basischere Varietät fast stets oder stets, als ob sie älter wäre, das heißt die saure Varietät durchdringt sie manchmal in Adern und Gängen, umschließt rundliche oder gerundeteckige Massen von ihr. Die einzige Ausnahme, die ich notierte, ist auf pag. 305, Fußnote 3 angegeben. Und dort hatte ich keine Zeit, genauere Untersuchungen vorzunehmen und weiß daher nicht, ob nicht eine andere Erklärung möglich ist.

In sehr wechselnder, manchmal erheblicher Entfernung gegen die Kontakte des Massives ändert der Kerntonalit sein Aussehen, indem er wohl fast überall ein etwas feineres Korn annimmt, insbesondere die Größe der dunklen Gemengteile verringert und an einem sehr großen Teile der Kontaktlinie seinen Hornblendegehalt vermindert oder ganz einbüßt. Wir haben also auch hier genau, wie das Becke für den Rieinwaldkern nachweist, gewöhnlich saurere

b) Randfazies.

die zum Teil die Bezeichnung „Randtonalit" verdienen, meist aber als „Quarzglimmerdiorite" zu bezeichnen sind. Auch ein Teil der Apophysen gehört in diese beiden Kategorien. Ob im Adamello auch Beckes „Randgranite" vorhanden sind, das wage ich in dem jetzigen Stadium meiner Untersuchungen weder zu bejahen, noch zu verneinen.

Eine gewisse Beachtung dürfte die Tatsache verdienen, daß die hornblendefreien Quarzglimmerdiorite an manchen Stellen neben dem normalen Kerntonalit auftreten und dann mit diesem schlierig verwebt sind. Ja, auch unter ihnen sind wieder saurere und basischere biotitreiche Varietäten zu unterscheiden; und diese letzteren dürften im allgemeinen wohl den saureren Fazies gegenüber ein etwas höheres Alter besitzen. So zeigt der Block ganz rechts in der zweiten Reihe der Fig. 1 auf Taf. XI gangartige Durchsetzung des basischen Diorites durch den sauren. Der Block links davon aber zeigt Schlieren von noch zu besprechendem Biancotonalit in einem Gestein, das ich oben als Quarzglimmerdiorit, unter der Schliere aber als Kerntonalit bezeichnen möchte.

Besonders wichtig und interessant scheint mir die Tatsache zu sein, daß die saurere Randfazies ohne jede erkennbare Beziehung zu dem chemischen Charakter des Nebengesteines auftritt. Ich zitiere eine Reihe von Beispielen dafür.

1. Val del Re. Quarzglimmerdiorit um Marmorscholle.

2. Monte Piccolo, Finaleseite. Quarzglimmerdiorit am Permkontakt.

3. Zwischen Malga Preda und Val Gallinera. Quarzglimmerdiorit, selten hornblendeführend, am Kontakt der kristallinen Schiefer.

4. Val Gallinera, Südseite. Hornblendearmer, feinkörniger Randtonalit nahe den kristallinen Schiefern.

5. Aviolotal (Val Paghera auf *G*). An dem Steilabsturz gegen die kristallinen Schiefer anscheinend wesentlich Quarzglimmerdiorit. Der vom Baitone stammende Schutt des Talgrundes oberhalb der Malga ist hornblendehaltig.

6. Aviotal, Ostseite, feinkörniger, etwas schieferiger Quarzglimmerdiorit im Kontakt mit kristallinen Schiefern.

7. Coël in Val San Valentino. Am Kontakt mit kristallinen Schiefern Quarzglimmerdiorit mit Fluidalstruktur. Schon in 20 Schritt Entfernung stellt sich hier Hornblende ein.

8. Zwischen Passo und Lago della Nuova. Quarzglimmerdiorit gegen Esinomarmor.

9. Cima di Suess. Sehr heller, fast aplitischer Quarzglimmerdiorit gegen Raibler Schichten (sehr basischer Natur).

10. Schmugglerpaß am Monte Madrene. Quarzglimmerdiorit gegen Marmor der Raibler Schichten.

11. Kontakt nördlich der Cima di Curioni. Quarzglimmerdiorit gegen Marmor der Raibler Schichten.

12. Val Cadino. Quarzglimmerdiorit gegen Esinomarmor.

13. Passo di Hörich. Ebenso.

14. Passo di Riva. Ebenso.

15. Sabbione di Croce. Mittelkörniger, hornblendearmer Tonalit gegen Marmor der Raibler Schichten.

16. Südseite des Alta Guardia. Quarzglimmerdiorit gegen Esinomarmor.

17. Oberhalb der Santella di Degna. Ebenso gegen metamorphen Muschelkalk.

Die Zusammenstellung ergibt, daß die saure Randfazies ebensowohl neben sehr basischen wie neben sehr sauren Kontaktgesteinen auftritt. Aber nicht immer ist sie entwickelt, sondern es gibt einige, wenn auch nicht gerade sehr zahlreiche Stellen, an denen normal hornblendehaltiger, wenn auch wohl fast stets ein etwas feineres Korn besitzender Tonalit die Kontakte erreicht. Ich zitiere als Beispiele die folgenden Punkte:

1. Val Pradelio. Normaler, feinkörniger Tonalit gegen Muschelkalkmarmor.

2. Val di Breguzzo, bei Triveno. Normal hornblendehaltiger, aber etwas kleinkörniger Tonalit neben weißem (? anisischem) Triasmarmor.

3. Ert in der Val di Daone. Normaler, etwas feinkörniger Tonalit gegen basische Hornfelse der Werfener Schichten.

4. Valbuona di Daone. Talhintergrund. Normal hornblendehaltiger Tonalit gegen Esinomarmor.

5. Tal westlich der Cresta di Finkelstein. Ziemlich hornblendereicher Tonalit, nicht sehr weit vom Kontakte des Esinomarmors, aber auch in größerem Abstande davon gegen den Lago della Vacca.

6. Nördliche Talseite bei Stabio di sopra. Tonalit mit auffällig wenig Biotit, viel Hornblende und ziemlich viel makroskopisch erkennbarem Titanit in nicht sehr großer Entfernung von Marmor der Trias (? Raibler Schichten).

7. Costone in Val Stabio. Normaler Tonalit in dem im Muschelkalk steckenden mächtigen Stock.

8. Zwischen Lincino und Malga Adamè ziemlich nahe dem Kontakt mit Marmor des Zellenkalkes Kerntonalit mit dicken, gedrungenen Hornblenden, genau wie in größerer Entfernung.

Alle diese Stellen liegen am Kontakt mit basischen Triasgesteinen. Bevor ich aber auf die Frage eingehe, ob diese Tatsache etwa auf Resorptionserscheinungen beruhen kann, möchte ich zunächst noch die anderen Tonalitfazies besprechen und beginne mit der im ersten Teile der Arbeit (pag. 89) bereits als

c) Biancotonalit

bezeichneten Fazies. (Vergl. Taf. IX, Fig. 2 und Taf. XI, Fig. 1.) Diese ist, wie auf pag. 89 angeführt, „durch die ungewöhnlich große, geradezu auffällige Zahl von gedrungenen, dicken, dicht gedrängten Hornblendekristallen“ von dem gewöhnlichen Kerntonalit unterschieden, enthält aber ebenso wie dieser Biotit, wenn auch nur in geringen Mengen.

Mitunter bildet sie eine Art Füllmasse zwischen den gewöhnlichen Schlierenknödeln des Tonalites. (Vergl. Fig. 26 auf pag. 89 und den Block mit dem Aplitgang auf Taf. IX, Fig. 2.) Anderseits tritt sie auch selbst als Schlierenknödel oder in Form unregelmäßig schlierig ausgezogener Partien im Kerntonalit auf, ist also älter als dieser. (Vergl. Fig. 27 auf pag. 89 und Taf. XI, Fig. 1.) Wegen des häufigen Auftretens dieser Varietät in den Blockmeeren des Lago Bianco in der Baitonegruppe habe ich sie als „Biancotonalit“ bezeichnet. Sie ist im Baitonegebiet weit verbreitet, tritt aber auch an vielen anderen Stellen der Adamellogruppe auf.

Eine genauere petrographische Beschreibung werde ich erst bei einer späteren Gelegenheit geben können.

d) Pyroxenführender Tonalit.

Varietäten des normalen Kerntonalites, die reich an einem noch nicht näher untersuchten, diallagähnlichen Pyroxen sind, habe ich schon 1897[1]) auf Grund von Stücken, die ich dem verstorbenen R i v a verdankte, aus der Cornonegruppe angeführt. Sie sind offenbar an mehreren Stellen der Triaskontakte, zum Beispiel auch am Monte Mattoni entwickelt. Doch kann ich jetzt noch keine genaueren Angaben über sie machen. Man vergl. übrigens auch S a l o m o n, 1899, I, pag. 34.

e) Riesentonalit.

Schon im Jahre 1891[2]) hatte ich darauf hingewiesen, daß in der Val di Dois eine Tonalitvarietät auftritt, in der „bei ungefähr normaler Proportion zwischen den Dimensionen der verschiedenen Gesteinskomponenten einzelne Hornblendekristalle bis 29 *cm* Länge erreichen“. 1899[3]) kam ich wieder auf diese Varietät zurück und sagte: „An vielen Stellen des Tonalitmassives treten Gesteinsvarietäten auf, die ungewöhnlich reich an Hornblende sind und keinen oder doch nur verschwindend wenig Biotit führen[4]). Dabei bildet in einzelnen dieser Varietäten die Hornblende nur ganz kurze gedrungene Individuen, in anderen, wie in dem früher von mir beschriebenen Riesentonalit der Val di Dois und in manchen Gesteinen beider Flanken des Cornone di Blumone, lang nadelförmige, ja in der Val di Dois bis 29 *cm* Länge erreichende Kristalle. Ich habe nun an einer Reihe von Aufschlüssen mit Sicherheit nachweisen können, daß diese Varietäten in Form von Schlieren oder Schlierengängen in dem Hauptgestein auftreten. An einzelnen Stellen ergab es sich aber merkwürdigerweise, daß die langen Hornblendenadeln senkrecht auf der begrenzenden Fläche des Schlierenganges stehen, wodurch es wahrscheinlich gemacht wird, daß ein Teil dieser Bildungen überhaupt vielleicht besser zu den Pegmatiten zu stellen wäre. Bemerkenswert ist, daß der früher von mir beschriebene Pyroxen[5]) einzelner Tonalitvarietäten auch in diesen hornblendereichen Bil-

---

[1]) 1897, II, pag. 173.

[2]) 1891, III, pag. 415.

[3]) 1899, I, pag. 34.

[4]) Dabei hatte ich damals allerdings nicht nur den Riesentonalit, sondern auch den Biancotonalit im Auge.

[5]) Vergl. oben.

dungen auftritt. Ich fand ihn in einem im letzten Sommer gesammelten Stück mit kurzen Hornblendekristallen vom Monte Mattoni (Val Buona).“

Ich habe nun mittlerweile noch eine Anzahl neuer Beobachtungen über den Riesentonalit gemacht, die mir zusammen mit den alten ein wesentlich vollständigeres Bild zu geben scheinen. An den Hängen des Cornone hat der Tonalit, wie schon im ersten Teile angeführt, ungewöhnlich schlierige Beschaffenheit, und zwar wird er von zahlreichen gangartigen Massen von Riesentonalit durchsetzt. Doch bildet dieser letztere auch rundliche „Ausscheidungen“ in ihm und umgibt seinerseits wieder feinkörnige runde Schlierenknödel wie eine Art Zement, so daß förmlich Schlierenknödelkonglomerate entstehen. Insofern stimmt also sein Auftreten genau mit dem des auf pag. 500 geschilderten Biancotonalites überein. Die Hornblenden erreichen bei derartigen Vorkommnissen nur einige Zentimeter Länge. In einer gangartigen Masse standen die 4—5 *cm* langen, fast das ganze Gestein zusammensetzenden Hornblenden fast alle untereinander parallel und senkrecht zum Salband. Sie setzten scharf an dem gewöhnlichen Tonalit ab.

In einem anderen, in meinem Besitz befindlichen Stück von der Ostseite des Cornone zieht sich mitten durch feinkörnigen, wohl ganz glimmerfreien Tonalit eine gegabelte Hornblendeader. Die einzelnen Kristalle erreichen bis 2 *cm* Länge und bilden große Winkel mit dem Salband. Fremde Mineralien fehlen in der Ader fast ganz; doch springt die Grenze zackig ein und aus und ist nicht scharf zu nennen.

Über das Auftreten des Riesentonalites in der Val di Dois sind auf pag. 265 dieser Arbeit Mitteilungen gemacht worden. Ich hebe hier daher nur noch einmal hervor, daß die Hornblenden dort sogar stellenweise bis über 30 *cm* Länge bei 5 *cm* Dicke erreichen. Das Gestein schien mir nur selten planparallele, gangartige, meist rundliche oder unregelmäßig verlängerte, gelegentlich auch eckige Massen zu bilden. Eine wirklich scharfe Abgrenzung gegen das Nebengestein habe ich nicht wahrgenommen. Dagegen fiel mir auch dort wie am Cornone in den gangartigen Gebilden parallele Anordnung der Hornblenden (? senkrecht zum Salband) auf.

Fassen wir diese Beobachtungen zusammen, so ergibt sich unzweifelhaft, daß sicher ein erheblicher Teil des Riesentonalites ebenso wie der Biancotonalit e i n e ä l t e r e T o n a l i t f a z i e s darstellt, die von dem jüngeren Kerntonalit in Fetzen zerrissen und vielfach zu schlierigen Massen ausgezogen wurde. Die normalen, feinkörnigen Schlierenknödel sind aber noch älter als der Riesentonalit, da sie gelegentlich von diesem zu konglomeratähnlichen Massen verkittet werden.

Anderseits sprechen die angeführten Beobachtungen über die Stellung parallel angeordneter Hornblenden senkrecht zum Salband, die riesenhaften Dimensionen der Mineralien und das aderartige Auftreten einzelner von diesen in gewissen Vorkommnissen für pegmatitische Entstehung aus dem Magmasaft. Tatsächlich sind denn auch analoge Vorkommnisse aus dem Odenwald von C h e l i u s als Dioritpegmatite aufgefaßt worden. Mir liegen selbst zwei schöne derartige Stücke aus der Lindenfelser Gegend vor, deren Ähnlichkeit mit den Riesentonaliten der Adamellogruppe überraschend ist, wenn auch die Dimensionen der Gemengteile geringer sind [1]).

C h e l i u s [2]) sagt darüber: „Dioritpegmatite sind in kleinen Adern und linsenförmigen Verbreiterungen im ganzen Dioritgebiet zu treffen, am häufigsten am Buch bei Landenau und in der

[1]) Die längste Hornblende erreicht 5 *cm* Länge bei 1 *cm* Dicke.

[2]) Erläuterungen zu Blatt Neunkirchen der hessischen geolog. Karte in 1:25.000. Darmstadt 1901. Vergl. auch die ähnlichen Ausführungen im Notizblatt d. Vereines f. Erdk., Darmstadt IV, 1897, Heft 18, pag. 20—21 und Taf. I, Fig. 1—2. Auf pag. 20 ist es allerdings noch zweifelhaft gelassen, ob es sich hier wirklich um pegmatitische Bildungen oder um „gangartige Nachschübe“ handelt.

66*

Gemarkung Obergumpen. Die Hornblende dieser ist rundlich, etwa haselnußgroß und tritt mit schillernden Spaltflächen dicht gedrängt oder in einzelnen, wie Tupfen aussehenden Kristallen auf. Viele pegmatitische Adern führt auch der Diorit am Felsberg gegen Balkhausen mit lang gestreckten oder nadelförmigen Hornblenden". Als Kieselsäuregehalt führt er a. a. O. pag. 18—19 für den Diorit vom Buch bei Lindenfels 45·11 %, für den des Felsberges 44·23 %, für den „Dioritpegmatit" vom Buch bei Lindenfels 43·58 %, für den „pegmatitischen Diorit" von der Güttersbach bei Nonrod 46·51 % an.

In den Erläuterungen zu Blatt Lindenfels (Darmstadt 1901. pag. 28—29) sagt er: „Groß ist der Wechsel in der Ausbildung der Dioritgemengteile da, wo dioritpegmatitische Sonderung auftritt, die zu gangartigen Dioritpegmatiten führt. Hier werden die Hornblenden in ihrer Form selbständig, bald als gedrungene, rundliche Kristalle, bald nadelförmig". Endlich spricht er in seinen „petrographischen Untersuchungen im Odenwald" [1]) von „Dioritpegmatiten mit fingerlangen Hornblenden mit viel Glimmer, mit Magnetkies, Schwefelkies und Titanit".

Genauere Angaben darüber, warum Chelius diese Gesteine als Pegmatite aufgefaßt hat, habe ich nicht gefunden, sei es, daß sie mir entgangen sind, sei es, daß er nicht mehr zu ihrer Veröffentlichung kam. Ich muß aber bekennen, daß mir noch immer mehrere Gründe dagegen zu sprechen scheinen. So ist ihr Kieselsäuregehalt, wie aus den zitierten Zahlen hervorgeht, nicht von dem der normalen Diorite verschieden: eine Schriftgranitstruktur ist aus keinem der Vorkommnisse bisher bekannt geworden, was ich, ohne diesem negativen Merkmal zu viel Gewicht beizulegen, doch immerhin hervorheben möchte. Vor allen Dingen aber treten im Adamello unzweifelhaft zum Tonalit gehörige echte Pegmatite auf, die gar keine Hornblende führen und auch nicht durch Übergänge mit den Riesentonaliten verbunden sind [2]).

Berücksichtigt man nun außerdem die vorher [3]) erörterte Tatsache, daß der Riesentonalit zum Teil sicher älter als der Kerntonalit ist und von diesem in Fetzen zerrissen und zu schlierigen, gangähnlichen Massen ausgezogen wurde, so erscheint es höchst zweifelhaft, ob es berechtigt ist, auch nur einen Teil dieser Gebilde als „Pegmatit" aufzufassen. Dabei sehe ich ganz davon ab, daß es doch recht gesucht wäre, einen Teil des Riesentonalites als alte Fazies, einen anderen als junge Pegmatitbildung zu deuten.

Obwohl demnach ein Teil der vorher aufgeführten Beobachtungen zugunsten der Pegmatithypothese zu sprechen scheint, vermag ich mich wenigstens vorläufig nicht dazu zu entschließen, die Riesentonalite des Adamello auch nur zu einem Teile als Pegmatite aufzuführen und zweifle auch an der Pegmatitnatur der entsprechenden Odenwaldgesteine.

Nachtrag.

Erst lange nach Vollendung der vorstehenden Ausführungen fand ich Zeit (1908), die Cheliusschen „Dioritpegmatite" vom Buch bei Lindenfels an Ort und Stelle zu untersuchen. Sie treten auch dort offenbar genau unter denselben Verhaltnissen wie in der Adamellogruppe auf und sind scharf von den echten Pegmatiten geschieden. Diese, am Buch durch kolossale Granaten und Schörle ausgezeichnet, lassen petrographisch keine Beziehungen oder gar Übergänge zu den

---

[1]) Centralblatt d. Neuen Jahrbuchs f. Mineralogie, 1907, pag. 6.

[2]) Auch in den Rieserfernern treten nach Becke und Löwl, am Iffingermassiv bei Meran nach Grubenmann echte hornblendefreie Pegmatite im Zusammenhang mit dem Tonalit auf.

[3]) pag. 501.

„Riesendioriten", wie ich nun sagen will, erkennen. Die letzteren treten zwar manchmal in langgestreckten, auf den ersten Blick gangähnlichen Gebilden im normalen Diorit auf. Im allgemeinen aber ergeben sie sich sofort als ältere Schollen, die von dem Diorit umschlossen, injiziert und vielfach wohl auch resorbiert wurden. Ihre abnorme Gemengteilsgröße verdanken sie offenbar nur einer besonders langsamen Kristallisation in größerer Tiefe.

f) Nadeltonalit.

In Val Pallobia, zwischen Malga del Coppo d'Arno und der Forcella delle Basse, am Passo di Hörich (Monte Mattoni) und au anderen Orten treten teils im Tonalit selbst, teils in seinen Nebengesteinen gangartige[1]) Massen eines meist recht feinkörnigen Tonalites auf, den ich als Nadeltonalit bezeichnen will. Er ist nämlich sehr hornblendereich; die Hornblenden aber sind dünn nadelförmig entwickelt, durchspießen das Gestein in allen Richtungen nud geben ihm ein so eigentümliches Gepräge, daß ein besonderer Name wohl angebracht ist.

4. Aplite und Pegmatite.

a) Gegenseitiges Verhältnis von Aplit und Pegmatit.

Bevor ich auf die Apophysenfazies des Tonalites eingehe, will ich zunächst aus später zu erläuternden Gründen seine sauren Tochtergesteine, die Aplite uud Pegmatite, besprechen.

G. vom Rath (1864, pag. 260) führt nur ganz kurz „schmale gangförmige Bildungen" an, die aus einer „dichten Masse von triclinem Feldspat", beziehungsweise „aus einem Gemenge von Orthoklas, Quarz und einer triclinen Feldspatspezies" bestehen. „Beide Feldspatarten sind zum Teil von Quarz durchwachsen". Die erstere Gesteinsart entspricht offenbar unseren Apliten, die letztere den Pegmatiten.

Curioni (1872, pag. 347) fand in der Gegend von Ert in der Val di Fumo Trümmer von Turmalinpegmatit[2]) und sammelte bei der Malga Nudole Feldspatkristalle, die offenbar aus Pegmatitgängen stammen.

Lepsius (1878, pag. 215) fand in den Triasschichten des Lago di Campo „zahlreiche Quarzgänge, in denen reiner Quarz vorwiegt, durchspießt von vielen schwarzen Turmalinnadeln, zuweilen 10—12 *cm* lang, daneben Kaliglimmer, oft in fußgroßen Tafeln und sehr viel Orthoklas; diese scheinbaren Turmalingranite sind nichts als Minerallager". Nach deu Ergebnissen meiner Untersuchung derselben Gesteine wird man diese Bildungen heute Pegmatite zu benennen haben.

Reyer[3]) beschrieb wohl als erster das geologische Auftreten der von ihm stets als „Kluftblätter" bezeichneten und nicht näher unterschiedenen Pegmatite und Aplite der Adamellogruppe. Er vermutete, daß „man es hier mit Klüften und Rissen zu tun hat, welche in den halberstarrten Massen entstanden und durch Exsudate gefüllt wurden". „Es macht entschieden den Eindruck, als ob aus einer Masse, in welcher noch einige Gemengteile beweglich waren, gerade diese in die entstandenen Klüfte vorgeschoben (ausgeschwitzt) worden seien". Er weist darauf hin, daß die Kluftblätter „oft einen ganz kurzen Verlauf haben, ringsum von kontinuierlicher Gesteins-

[1]) ? Schlierengänge.

[2]) Die Angabe von „Orthit" beruht nach einer freundlichen Mitteilung von Prof. Artini in Mailand wohl auf einer Verwechslung mit Turmalin.

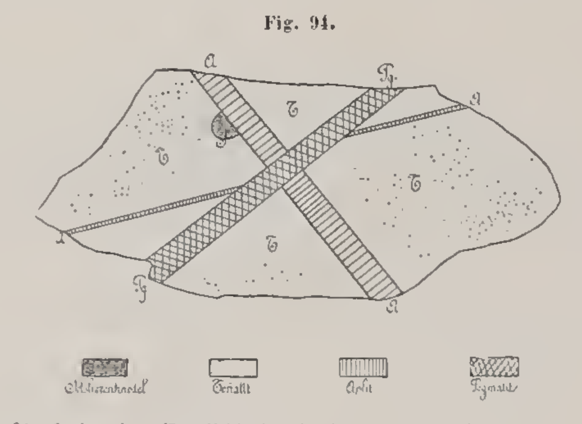
[3]) 1881, pag. 419 u. f.

masse umschlossen“ und von ihr nicht scharf getrennt seien. Ihre Entstehung präzisiert er auf pag. 429 noch schärfer, indem er sagt: „Entstehen in halbstarren Massen Risse und werden diese durch mineralische Sekretionen ausgefüllt, so entstehen Kluftblätter.“

Ich selbst habe diese Reyersche Auffassung 1890[1]) an Apliten des Monte Aviolo als im wesentlichen zutreffend anerkannt. Ich hob hervor, daß sie „makroskopisch deutlich von dem Nebengestein abgegrenzt“ erscheinen, daß aber die Betrachtung mit der Lupe erkennen läßt, daß „die Grenze keine so scharfe ist wie bei echten Gängen“. Ich gab damals auch bereits die erste kurze mikroskopische Beschreibung und wies auf das Fehlen der Hornblende, die schwache Beteiligung des Biotites, die starke von primärem Muskovit hin.

Eine vortreffliche und eingehende mikropetrographische Beschreibung der Pegmatite des Rieserferner-Tonalites gab Becke in seiner bereits zitierten Arbeit (pag. 422 u. f.). Auch Löwl verdanken wir einige Angaben über diese Gesteine. Becke (pag. 424) hebt hervor, daß „man die ganz zutreffende Bezeichnung eines Exsudates aus dem Massengestein auf sie anwenden kann (Reyer)“. Endlich gab Riva (1897, pag. 26) eine kurze, aber gute mikropetrographische Be-

Fig. 94.



Oberfläche eines Tonalitblockes in der unteren Val di Breguzzo.

schreibung einiger Adamelloaplite, in der er auf das häufige Auftreten von Orthit in 0·1—0·2 *mm* langen Prismen hinweist. Fragen wir uns zunächst nach dem gegenseitigen Verhältnis von Aplit und Pegmatit in der Adamellogruppe, so ist hervorzuheben, daß reine, das heißt nur aus dem einen oder dem anderen Gesteine bestehende Gänge sehr häufig auftreten. Das ist bekanntlich nicht überall so. In den zahllosen Gängen zum Beispiel, welche den Granitit am Schlosse und Valerienweg in Heidelberg durchsetzen, ist es meist, wenn auch nicht immer unmöglich, Handstücke zu schlagen, welche nur aus Aplit oder nur aus Pegmatit bestehen. Die beiden Gesteine durchdringen sich vielmehr gewöhnlich in der unregelmäßigsten Weise und müssen dort unbedingt als gleichzeitige Bildungen angesehen werden[2]). Aber schon in dem nur 10 *km* nördlicher liegenden Schriesheimer Tale treten reine Gänge der beiden Gesteine in großer Zahl auf. Ähnlich

---

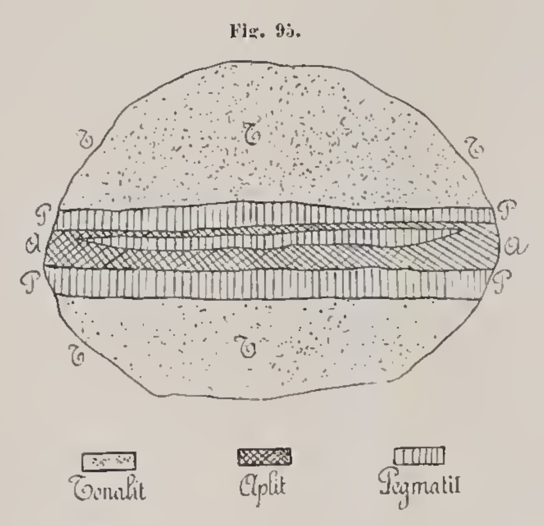
[1]) Salomon, 1890, pag. 546.

[2]) G. Leonhard war allerdings der Meinung, daß dort der Aplit älter sei als der Pegmatit. Beiträge zur Geologie der Gegend von Heidelberg. 1844. Heidelberg bei Mohr. Man vergl. aber auch meine mittlerweile erschienene Beschreibung des geologischen Auftretens dieser Gesteine in den „Berichten des Oberrhein. Geol. Vereines“. 1909, 42, pag. 9—10.

ist es auch in der Adamellogruppe, wo man nicht selten Gelegenheit hat, Gänge der einen Gesteinsgruppe von denen der anderen verworfen zu finden. Sehr schön sieht man zum Beispiel in der vorstehenden Skizze (Fig. 94) der Oberfläche eines von mir 1900 im unteren Breguzzotal an der Straße angetroffenen Tonalitblockes, wie ein Gang eines biotitführenden Pegmatites zwei Aplitgänge durchschneidet, beziehungsweise verwirft. Der mächtigere Aplitgang schneidet seinerseits wieder ein Schlierenknödel ab. Es ergibt sich also hier die Altersfolge: 1. Schlierenknödel, 2. Tonalit, 3. Aplit, 4. Pegmatit.

Andererseits sah ich auch in einer Anzahl von Fällen Aplit und Pegmatit in derselben Gangspalte. Auf pag. 301 wurde bereits aus der Val di Genova ein 12 *cm* mächtiger Aplitgang angeführt, der nach den Salbändern hin in einen glimmerarmen Biotitpegmatit übergeht. Ebenso wurde auf pag. 264 ein Tonalitblock der Val Pallobia beschrieben und in Fig. 73 abgebildet, der von zwei parallelen Pegmatitaplitgängen durchsetzt ist. In dem einen der Gänge bekleidet der Pegmatit die Salbänder, während die Mitte aus Aplit besteht. Vermutlich ist der andere Gang analog gebaut. In beiden Fällen muß der P e g m a t i t a l s o ä l t e r a l s d e r A p l i t s e i n.

Fig. 95.



Block zwischen Tione und dem Fluße am Wege nach Zuclò.

Noch komplizierter gestaltet sich das Verhältnis in der obenstehenden Zeichnung eines Blockes, den ich zwischen Tione und dem Arnò auf dem Wege nach Zuclò sah.

Man erkennt, daß auch hier die Salbänder von Pegmatit, die Mitte von Aplit eingenommen wird, in den Aplitgang aber schaltet sich eine im Anschnitt lang linsenförmig erscheinende Masse von P e g m a t i t e i n, d i e e r s t n a c h d e r E r s t a r r u n g d e s A p l i t e s g e b i l d e t s e i n k a n n.

Aus den angeführten Beobachtungen geht hervor, daß die beiden Gesteine zwar lokal einen Altersunterschied besitzen, daß dieser sich aber an verschiedenen Stellen umkehrt und daß somit die A p l i t e u n d P e g m a t i t e d e r A d a m e l l o g r u p p e i m g a n z e n a l s g l e i c h a l t e r i g e B i l d u n g e n a u f z u f a s s e n s i n d.

b) Mächtigkeit.

So weit meine Beobachtungen reichen, sind die Aplite und Pegmatite der Adamellogruppe im Gegensatz zu denen der Ortlergruppe (Tonaleschiefer) meist als sehr schmale Gänge entwickelt. Gewöhnlich haben sie nur wenige Zentimeter oder Dezimeter Dicke. Der mächtigste mir in Erin-

nerung gebliebene Gang ist der oberhalb Malga Valbuona (di Daone) in Muschelkalk aufsetzende Aplitgang. (Vergl. pag. 204—205). Er scheint eine größere, wenn auch nicht genau bestimmbare Anzahl von Metern mächtig zu sein. Umgekehrt finden sich dagegen gar nicht selten Gänge, die nur einen oder weniger als einen Zentimeter dick sind.

c) Die Grenze gegen den Tonalit

erscheint, wie schon hervorgehoben, nur bei flüchtiger Betrachtung scharf. (Vergl. die Figuren 2 auf Taf. IX und auf Taf. XI.) Die Untersuchung mit der Lupe ergibt wohl stets, daß einzelne Mineralindividuen zackig in das Nebengestein eingreifen; doch sind Übergänge von den Ganggesteinen zum angrenzenden Muttergestein nicht vorhanden. Salbandverdichtungen der ersteren fehlen. Ebenso sind kontaktmetamorphe Veränderungen des einschließenden Muttergesteines nie wahrnehmbar. Es kann nur ein sehr kurzes Zeitintervall zwischen der Bildung des Muttergesteins und der Gänge gelegen haben. Anderseits läßt es sich verschiedentlich nachweisen, daß die Aplite und Pegmatite Schrumpfungsklüfte des Muttergesteins ausfüllen, so daß dieses doch schon erstarrt gewesen sein muß, als die Gänge entstanden. Man vergl. in dieser Hinsicht die Figuren 40 auf pag. 139, 73 auf pag. 264 und die Angaben auf pag. 78. Für dieselbe Annahme spricht auch die Tatsache, daß im Aplit gelegentlich, wenn auch sehr selten Einschlüsse von Tonalit vorkommen.

d) Varietäten.

Die Aplite sind mehr oder minder feinkörnige, oft sogar sehr feinkörnige, meist recht glimmerarme Gesteine. Doch treten gelegentlich etwas dunklere, biotitreichere Glimmeraplite auf. (Vergl. Taf. XI, Fig. 2.) Turmalin findet sich in ihnen wenn überhaupt, jedenfalls nur sehr selten als Gesteinsgemengteil. Außer Biotit führen sie zum Teil Muskovit, nach R i v a auch noch Orthit. Die Pegmatite führen zum Teil Muskovit, zum Teil Biotit, beide Mineralien indessen selten in größeren Mengen. Neben dem Muskovit tritt nicht selten auch Schörl auf (Macesso di sotto, Baitone, Lincino, Lago di Campo) und erreicht mitunter ziemliche Größe (5 *cm* Länge am Forcel rosso, $^1/_2$ *cm* Dicke bei Lincino, 10—12 *cm* Länge nach L e p s i u s am Lago di Campo). Am Forcel rosso sah ich, wie gelegentlich auch in analogen Schörlpegmatitgängen des Heidelberger Schlosses, daß die Schörle gern senkrecht zum Salband stehen, eine Erscheinung, die unbedingt für pneumatolytische Bildung spricht[1].

In den Biotitpegmatiten sind die Biotite wie gleichfalls in den analogen Vorkommnissen bei Heidelberg meist ganz auffällig dünn, so daß sie im Querschnitt wie Linien erscheinen. Sehr selten nur verlieren die Muskovit-Schörl-Pegmatite den Muskovit und gehen in reine Schörlpegmatite über. Granat habe ich bisher weder in den Apliten noch in den Pegmatiten des Adamellomassives nachweisen können, während er in den Pegmatitgängen der Tonaleschiefer ganz gemein ist und wohl fast stets neben dem Schörl auftritt.

Eine ganz besonders interessante Pegmatitvarietät tritt im Stabiotal und auf der Ostseite des Zincone in Gängen im metamorphen Triasmarmor auf. Sie ist, wie schon 1899, I, pag. 34, von mir beschrieben, durch 1—3 *cm* lange, höchstens 4 *mm* breite Nadeln eines diopsidartigen Pyroxenes ausgezeichnet. Dieser ist von $\{100\}$, $\{010\}$ und $\{110\}$ begrenzt, besitzt eine vorzügliche Teilbarkeit

---

[1] Vergl. S a l o m o n, Geolog. Spaziergang auf das Heidelberger Schloß. 42. Bericht des Oberrhein. Geol. Vereines. 1909, pag. 10.

nach der Basis, läßt auf dieser die eine optische Axe ziemlich zentral, auf {100} die andere deutlich schräg austreten und hat einen Winkel $c:c$, der 40° zu übersteigen scheint.

Über die Stellung der Riesentonalite, deren Analoga von Chelius im Odenwald als „Dioritpegmatite" aufgefaßt wurden, ist bereits auf pag. 502 gesprochen worden. Hier sei nur noch einmal hervorgehoben, daß absolut keine Übergänge zwischen ihnen und den echten Pegmatiten des Tonalites zu beobachten sind.

e) Schmale Wülste und Leisten auf angewitterten Felsflächen.

Eine eigentümliche Erscheinung, die in der Adamellogruppe weite Verbreitung hat, ist das Auftreten schwach vorspringender schmaler Wülste oder Leisten auf den angewitterten Tonalitfelsflächen. Schlägt man diese für die Begehung der Felswände oft sehr nützlichen und daher auch dem Touristen auffallenden Leisten ab, so scheinen sie aus demselben Gestein zu bestehen, das daneben den Felsen zusammensetzt. Es muß aber ein Unterschied vorhanden sein, und es liegt nahe, anzunehmen, daß die Wülste reicher an Quarz und Feldspat sein werden als ihre Umgebung, daß sie also vielleicht durch sehr feine, makroskopisch nicht erkennbare Pegmatit- oder Aplitadern bedingt seien. Eine mikroskopische oder chemische Untersuchung, die den Beweis dafür erbringen konnte, habe ich aber noch nicht ausgeführt.

An einigen Stellen (zum Beispiel obere Val Gallinera) beobachtete ich in dem Tonalit Quarzadern, wage aber nicht zu entscheiden, ob sie als feldspatfreie Pegmatite oder als postintrusive Absätze vadosen Wassers aufzufassen seien.

Steinmarkähnliche Adern, die stellenweise auftreten, sind möglicherweise auf Quetschzonen zu beziehen. Ich habe sie aber nicht untersucht und kann daher keine näheren Angaben über sie machen.

f) Erzführung.

Der Aplitgang der Valbuona di Daone ist, wie auf pag. 205 mitgeteilt, von einem angeblich goldhaltigen Pyritgang begleitet.

Durch Herrn Geheimrat Steinmann erhielt ich ferner leihweise ein Tonalithandstück vom Alta-Guardia-Berge oberhalb Astrio. In diesem Stücke umschließt ein $1/2$ *cm* mächtiger Pegmatitgang ein paar Kupfererzkörnchen von covellinartiger Anlauffarbe. Auch das Vorkommen der aus der Val di Dois auf pag. 265 dieser Arbeit beschriebenen grünen Schlacken könnte möglicherweise das Auftreten von Erzen in pegmatitisch-aplitischen Gängen andeuten. Doch ist näheres über dies Vorkommnis nicht bekannt.

Hinsichtlich der in weiterer Entfernung vom Tonalit in dessen Nachbargesteinen auftretenden Erzgänge vergl. man den Abschnitt über Val di Breguzzo (pag. 177) und die wenigen Angaben über Erze bei Verdesina (pag. 173).

g) Nebengesteine und Abstand der Gänge vom Massiv.

Als Nebengesteine der Pegmatite und Aplite beobachtete ich den Kerntonalit, seine saure Randfazies, Biancotonalit, Schlierenknödel, Tonalitgneiß sowie metamorphe Gesteine der Edolo- und Rendenaschiefer, des Perm, der Werfener Schichten, des Muschelkalkes und wohl auch noch höherer Triashorizonte. An mehreren Stellen sah ich die Gänge in Triasmarmor, ohne daß sich deshalb ihre mineralogische Zusammensetzung von der anderer Vorkommnisse unterschiede. Doch ist immerhin hervorzuheben, daß die allerdings seltenen Diopsidpegmatite nur im Triasmarmor beob-

achtet wurden. Niemals traf ich Aplit- oder Pegmatitgänge außerhalb des Kontakthofes, meist sogar nur in ganz geringer Entfernung vom Kontakte, so daß im Nordwesten der Gruppe zwischen ihnen und den Pegmatiten der Tonaleschiefer eine pegmatitfreie Zone vorhanden ist. Das zeigt deutlich, daß die Pegmatite der Tonaleschiefer in genetischer Hinsicht von denen des Tonalitmassives zu trennen sind und mit ihnen nicht das geringste zu tun haben.

h) Geologische Orientierung.

Was die geologische Orientierung der in den Sedimenten aufsetzenden Gänge betrifft, so habe ich kein regelmäßiges Verhalten beobachten können. An derselben Stelle (zum Beispiel in den Hornfelsen der Edoloschiefer von Lincino) finden sich der Schieferung parallele und sie durchkreuzende Gänge. Auch im Tonalitmassiv selbst ließ sich nur feststellen, daß sie den Schrumpfungsklüften des Muttergesteines zu folgen bestrebt sind und somit gewöhnlich deren Orientierung haben.

5. Apophysenfazies des Tonalites.

Eine der auffälligsten Erscheinungen mehrerer Stellen des Tonalitkontakthofes ist das Auftreten mächtiger heller Gänge in den metamorphen Gesteinen. So sieht man im Baitone in der auf Taf. III, Fig. 1, dargestellten Wand von Rendenaschieferhornfelsen auf der Westseite des Lago lungo langgestreckte, auf Hunderte von Metern verfolgbare flache weiße Bänder durch die dunklen Hornfelse ziehen. Die metamorphen Marmor- und Kalksilikathornfels-Schichten des vertikal aufgerichteten Muschelkalkes des Monte und der Gobba della Rossola sind von ebensolchen flachen Gängen durchzogen. (Vergl. Fig. 75, pag. 267.) Die gegen den Terminekessel gekehrte, aus metamorpher Trias bestehende Wand der Cima di Blumone zeigt schon aus weiter Ferne helle, netzartig verlaufende Adern. Wo es mir möglich war, diese hellen Gänge zu untersuchen, da ergab es sich, daß sie meist aus einem sauren, glimmerarmen und hornblendefreien Gestein bestehen, das ich zuerst als Aplit aufzufassen geneigt war. Indessen bleibt nach meinen Erfahrungen das Korn wohl stets gröber als das der normalen Tonalitaplite, und es stellen sich manchmal in derselben Gangspalte Übergänge ein, die zu der normalen Quarzglimmerdiorit-Randfazies des Massivtonalites hinüberführen. Am besten laßt sich unsere im Text des lokalen Teiles vielleicht nicht sehr glücklich als „Apophysentonalit" bezeichnete Fazies des Massivtonalites im Baitonegebiet, und zwar besonders in der näheren und weiteren Umgebung des Lago gelato del contatto studieren. Wie auf pag. 92 geschildert, sind dort die Hornfelse der Rendenaschiefer in einer kaum glaublichen Weise von zahllosen Gängen und unregelmäßigen Adern unseres Gesteines injiziert. Die Gänge erreichen dort zum Teil mehr als 1 *m* Mächtigkeit, bleiben aber meist erheblich darunter. Die Adern verzweigen sich und fließen wieder miteinander zusammen. Sie umschließen auch zahlreiche Bruchstücke der Schiefer, so daß mitunter Gesteine entstehen, die bei flüchtiger Betrachtung täuschend an Permbreccien erinnern, nur daß in ihnen das Zement von Apophysentonalit gebildet wird. Gewöhnlich bestehen diese Gänge aus dem normalen mittelkörnigen sauren Gestein. Daneben treten aber auch biotitreiche Varietäten auf; ja stellenweise bildet der Biotit die charakteristischen hohen Prismen des echten Massivtonalites. Diese Varietäten können in ein und demselben Gange schlierenartig nebeneinander vorkommen und durch Übergänge verbunden sein. Das beweist also deutlich, daß es sich hier nicht um echte Aplite, sondern um eine Apophysenfazies des Tonalites handelt.

Auch auf dem Wege vom Passo del Termine zum Casinetto di Blumone treten in den Wengener Hornfelsen neben fast glimmerfreien Gängen auch solche auf, die Biotit in nicht un-

beträchtlichen Mengen enthalten, und dabei deutlich erkennen lassen, daß zwischen beiden Typen Übergänge vorhanden sind.

Fragen wir nach dem Verhältnis des Apophysentonalites zu den echten Apliten und Pegmatiten, so erhalten wir aus folgenden Beobachtungen Aufschlüsse.

Im Baitonegebiet werden, wie im lokalen Teile erwähnt, die Apophysentonalite stellenweise von Pegmatit durchsetzt, sind also älter als dieser. Umgekehrt bildet, wie auf pag. 258—259 beschrieben und ebendort in Fig. 70 dargestellt, der Apophysentonalit gegabelte, weithin verfolgbare Gänge im Kerntonalit. In dem Apophysentonalit scheinen auch hier Ausscheidungen von Pegmatit aufzutreten. „Der Apophysentonalit spielt also hier trotz seines groben Kornes dieselbe Rolle, die gewöhnlich die Aplite haben. Er ist ein saurerer, mit Pegmatit vergesellschafteter Nachschub des Muttermagmas.“ Zeitlich ist er wohl stets etwas älter als die Pegmatite. Über sein Verhältnis zu den Apliten habe ich nichts Sicheres ermitteln können; doch vermute ich auf Grund seines gröberen Kornes, der beschriebenen Übergänge zum biotitreichen Massivtonalit und seines Verhaltens zu den Pegmatiten, daß er sich zwischen die Intrusion des Kerntonalites und die der Aplite einschiebt. Sehr wichtig ist die schon vorher (pag. 490) an zahlreichen Beispielen erörterte Tatsache, daß in den metamorphen Gesteinen mitunter neben Gängen von Apophysentonalit auch unabhängige echte Tonalitgänge auftreten. An Zahl stehen diese aber weit hinter den Gängen des Apophysentonalites zurück. Man kann daraus schließen, daß entweder die Durchwärmung der Ethmolithwände durch die Hauptintrusion die Spaltenbildung im Nebengestein und damit seine Durchtrümerung begünstigte oder daß die sauren Nachschübe leichter flüssig waren als das Muttermagma und daher leichter in das Nebengestein eingepreßt werden konnten. Die erstere Annahme scheint mir physikalisch wenig für sich zu haben.

6. Schlierenknödel (basische Ausscheidungen — »basische Konkretionen« — allochthone Lazerationssphäroide[1]).

Einige kurze und sehr unvollständige Angaben über die Zusammensetzung und das Korn dieser Gebilde habe ich bereits 1890[2]) gemacht. Ich hebe davon hervor, daß das Korn der Schlierenknödel in der Regel deutlich feiner als das der umgebenden Tonalitmasse ist und daß in bekannter Weise die dunklen Gemengteile vorherrschen. Erwähnen will ich aber jetzt noch, daß nicht gerade selten in der feinkörnigen Masse einzelner dieser Körper große Hornblenden liegen, die in ihren Dimensionen nicht hinter denen des einschließenden Gesteines zurückstehen und sich wie Riesen aus ihrer Pygmäenumgebung abheben. Es entsteht dann eine Struktur, die derjenigen vieler durch große Feldstpatkristalle porphyrartig erscheinender Granite gleicht. Ob diese „Übereinsprenglinge“, wie man dafür vielleicht sagen kann, wirklich zum normalen Bestande der Schlierenknödel gehören oder etwa durch Injektion in sie hineingelangt sind, lasse ich bis zu genauerer Untersuchung dahingestellt. In den Graniten (Karlsbad, Heidelberg usw.) sind sie ja sicher normale, wenn auch wohl etwas ältere Gemengteile.

a) Formen.

Was die Formen der Schlierenknödel betrifft, so sind sie in der weitaus überwiegenden Zahl rundlich gestaltet. (Taf. IX, Fig. 2 und Taf. XI, Fig. 1.) Wird die Form länglich, dann erkennt

[1]) Neuer Name. Vergl. weiterhin.

[2]) Salomon, 1890, pag. 545.

67*

man sehr oft, daß die einzelnen Körper eine mehr oder minder ausgesprochene Tendenz zur Parallelstellung haben. (Vergl. Fig. 41, pag. 146, Fig. 46, pag. 172, Fig. 83 u. 84, pag. 298—299, Taf. XI, Fig. 2.) Neben den rundlichen Schlierenknödeln findet man aber auch mehr oder minder unregelmäßig gestaltete oder eckig begrenzte Gebilde[1], die sich in der mineralogischen Zusammensetzung, im Korn und in der Struktur als echte Schlierenknödel erweisen und durch alle Übergänge mit den deutlich gerundeten Vorkommnissen verbunden sind. (Man vergl. die Figuren 85—89 auf pag. 300—301 und Taf. IX, Fig. 2, Taf. XI, Fig. 1.) Zwei dieser Körper, nämlich die in Fig. 85 u. 86 dargestellten, zeigen, daß ein ursprünglich größeres Gebilde an Ort und Stelle in dem noch beweglichen Tonalit zerrissen wurde.

In bestimmten Gegenden sind sehr langgestreckte, an den Enden gewöhnlich zugespitzte, seltener gerundete Schlierenknödel häufig, die dann mehr oder minder deutlich parallel gestellt sind. Man vergl. die schon vorher angeführten Fig. 41, 46, 83 und 84 sowie Taf. XI, Fig. 2. Ja, manchmal zeigen die Querschnitte dieser Körper, daß sie fast blattartig dünn werden können (zum Beispiel Val Piana, Val di Genova). Diese gestreckten Schlierenknödel finden sich gewöhnlich in flaserigen Tonaliten oder echten Tonalitgneissen. Doch steht der Grad ihrer Streckung und Zuspitzung in keinem erkennbaren Verhältnis zur Stärke der Flaserung des Hauptgesteines. Obwohl ich früher geneigt war, die Streckung der Schlierenknödel auf Gebirgsdruck zurückzuführen, muß ich also jetzt behaupten, daß sie jedenfalls sehr oft bei oder noch vor der Erstarrung des Hauptgesteines stattgefunden hat[2]. In Fig. 46 ist denn auch ersichtlich, daß die Fluidalstruktur des umgebenden, nicht eigentlich flaserigen Tonalites mit der Anordnung der Schlierenknödel, nicht aber mit der Richtung der Schrumpfungsklüfte übereinstimmt. Die Anordnung der Schlierenknödel war vollendet, bevor die Schrumpfung eintrat.

b) Begrenzung.

Was die Begrenzung gegen das umgebende Gestein betrifft, so erscheinen sie dem Auge bei einer Betrachtung aus wenigen Fuß Entfernung oft genug, aber nicht immer scharf. Ein wirklich allmählicher Übergang ist wohl niemals vorhanden, wenn auch Resorptionen der Schlierenknödel vorkommen und dann mitunter Übergänge anzudeuten scheinen. Bei der Betrachtung in der Nähe und insbesondere mit der Lupe ist eine wirklich scharfe Grenze im Gegensatz zu echten fremden Einschlüssen nie wahrnehmbar.

In einigen, aber freilich nicht häufigen Fällen schiebt sich zwischen das Schlierenknödel und das Hauptgestein eine saure helle Grenzzone[3], die zu dem letzteren gehört und gegen den dunklen Körper scharf, gegen den normalen Tonalit unscharf begrenzt ist. (Man vergl. Fig. 88 auf pag. 301 und den rechten unteren Eckblock auf Taf. IX, Fig. 2.)

Bei anderen, aber gleichfalls nicht oft beobachteten Vorkommnissen besitzt das Schlierenknödel selbst eine dunkle Grenzzone. Das zeigt sehr schön Fig. 89 auf pag. 301. Doch ist dort ein erheblicher Teil der dunklen Zone wieder durch Resorption zerstört, und der Tonalit dringt in einer

[1] Auch Petrascheck beschreibt eckige „basische Ausscheidungen“ aus dem Granitit der Brixener Masse.

[2] Im Heidelberger Granit treten ebenfalls langgestreckte, stark ausgezogene Schlierenknödel in dem nicht erkennbar parallel struierten Gestein der Neckarklippen am Valeriewege auf.

[3] Dieselbe Beobachtung machte schon Petrascheck „an basischen Ausscheidungen“ der Brixener Masse. Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1904, Bd. 54, pag. 57. — Auch von L. Milch wurde sie an analogen Körpern des Striegauer Granites in Schlesien gemacht. N. Jahrb. f. Min. 1910, Beil.-Bd. 29, pag. 374. (Erst während des Druckes erhalten. W. Sal.)

unregelmäßigen Ader mitten in den dunklen Körper ein. Derartige Resorptionserscheinungen bewirken es mitunter, daß der Tonalit in der Umgebung des Schlierenknödels basischer wird, indem er sich an Biotit anreichert. (Val di Genova, pag. 302.) Weniger selten, wenn auch gleichfalls nicht häufig, ist die Erscheinung, daß in ein normal begrenztes Schlierenknodel unregelmäßig verzweigte Gänge von Tonalit eindringen.

Eine sehr interessante Erscheinung stellt ferner Fig. 83 auf pag. 298 dar. Ein mittelbasisches gestrecktes Schlierenknödel mit unscharfer äußerer Grenze enthält einen stark basischen schärfer abgegrenzten, ebenfalls verlangerten Kern. In geringer Entfernung schwimmen in gleicher Orientierung in dem Tonalitgneis mehrere stark basische, sehr deutlich gestreckte Schlierenknödel mit größtenteils scharfen, zum Teil aber auch unscharfen Grenzen ohne Außenzone. Auf die Bedeutung des „doppelten Schlierenknödels" werde ich noch eingehen.

c) Die Häufigkeit und Verteilung

der Schlierenknödel ist sehr wechselnd. Es gibt im Adamello allerdings wohl kaum Gegenden, wo sie ganz fehlen. Doch sind sie in bestimmten Gebieten immerhin nicht häufig. In anderen Gebieten treten sie dagegen in einer kaum glaublichen Zahl auf. An der Forcella delle Basse und an einer Reihe von anderen Punkten schatzte ich sie geradezu auf Millionen. Dabei ist ihre Verteilung auch in solchen Gebieten sehr wechselnd und jedenfalls kaum jemals so, daß auf je einen Kubikmeter Tonalit eine auch nur im entferntesten ähnliche Zahl, beziehungsweise ein gleiches Volumen oder Gewicht Schlierenködelsubstanz käme. Es sind vielmehr umgekehrt schon in dem lokalen Teile mehrere Beispiele erwähnt worden, wo förmliche Schlierenknödelkonglomerate entwickelt sind (Baitone, Corno Bianco im Cadinotal, Val di Fumo). (Man vergl. Fig. 26 auf pag. 89 und den Aplitgangblock in der Fig. 2, Taf. IX.) Reyer war der erste, der eine derartige Stelle beschrieb und durch eine Abbildung erläuterte. (1881, pag. 430, Fig. 5.)

d) Altersverhältnis.

Wo Aplite und Pegmatite in Kontakt mit Schlierenknodeln kommen, durchschneiden sie diese ohne Rücksicht auf ihre Form und Anordnung, sind also stets ausgesprochen jünger als sie. (Vergl. Fig. 94, sowie pag. 302 und Fig. 2 auf Taf. IX.)

Als Umgebungsgestein dienen den Schlierenknödeln nicht immer die gewöhnlichen Tonalitvarietäten, sondern gelegentlich auch der Biancotonalit. (Vergl. Fig. 26 auf pag. 89, pag. 93 und Fig. 2 auf Taf. IX.) Doch bildet dieser stellenweise auch seinerseits Schlierenknödel im gewöhnlichen Kerntonalit. (Vergl. Fig. 27 auf pag. 89.) Wenn wir also zunächst einmal die noch zu beweisende Voraussetzung machen, daß die Schlierenknödel älter als ihre Umgebungsgesteine sind, so ergibt sich als Altersfolge: 1. Normale dunkle Schlierenknödel; 2. Biancotonalit; 3. gewöhnliche Tonalitvarietäten.

e) Entstehung.

Wenn wir alle Entstehungsmöglichkeiten der Reihe nach auf ihre Wahrscheinlichkeit prüfen wollen, so haben wir es mit folgenden Annahmen zu tun:

1. Die Schlierenknodel sind echte fremde Einschlüsse — „Exogene Einschlüsse" (Sauer, Zirkel) — „Enallogene Einschlüsse" (Lacroix).

2. Sie sind in größerer Tiefe aus demselben Magma auskristallisierte und bei der Intrusion schon als feste oder halbfeste Körper mit heraufgerissene, also allochthone Einschlüsse. (Endogene

Einschlüsse Sauers, Urausscheidungen Zirkels, homöogene Einschlüsse Lacroix.) In diesem Falle können sie in der Tiefe *a*) zusammenhangende größere Gesteinsmassen gebildet haben, die erst bei der Intrusion zerstückelt wurden, oder aber *b*) sie bildeten von vornherein isolierte in dem Magma schwimmende rundliche Zusammenballungen (Primärsphäroide = Konkretionäre Schlieren Zirkels).

3. Sie sind in dem Magma an der Stelle entstanden, wo wir sie heute finden, also autochthon, und zwar als von vornherein isoliert im Magma schwimmende Primärsphäroide (= Konkretionäre Schlieren Zirkels)[1]).

Weitere Entstehungsmöglichkeiten scheinen mir nicht vorzuliegen. Wir hätten also:

1. Exogene (=fremde) Einschlüsse.
2. Endogene Einschlüsse oder Urausscheidungen, und zwar:
   a) Zerrissene Stücke größerer Gesteinsmassen oder Lacerationssphäroide, wie ich dafür sagen will.
   b) Primär isolierte Massen oder allochthone Primärsphäroide.
3. Autochthone Primärsphäroide.

Den Ausdruck Konkretion möchte ich im Gegensatz zu meinem verehrten Freunde Milch, dem wir wohl die besten, wenigstens mir bekannten petrographischen Studien über diese Gebilde verdanken, für 2*b* und 3 lieber nicht anwenden, weil man doch allgemein unter „Konkretion" Bildungen versteht, die in einem bereits verfestigten Gestein nachträglich entstanden sind, also „Sekundärsphäroide". Die Bezeichnung „Konkretionäre Schliere" möchte ich vermeiden, weil man über die Entstehung der Schlieren bekanntlich sehr verschiedener Ansicht ist. Der indifferente Ausdruck „Primärsphäroid" scheint mir daher vorzuziehen zu sein.

Für welche der vier Annahmen sprechen nun die aufgeführten Beobachtungen?

Annahme I.

Echte fremde, exogene Einschlüsse verschiedenartigster Natur kommen im Tonalit in nicht unbeträchtlicher Anzahl, wenn auch im Verhältnis zu den Schlierenknödeln in verschwindender Zahl vor. Sie sind, soweit meine Erfahrungen reichen, stets mit Leichtigkeit von den echten Schlierenknödeln zu unterscheiden, wenigstens, wenn man sie mikroskopisch untersuchen kann. Obwohl sie meist hochgradig metamorphosiert und stellenweise auch injiziert sind, obwohl sie mitunter weitgehende Resorptionserscheinungen aufweisen, konnte doch nirgendswo ein allmählicher, sei es struktureller, sei es mineralogischer oder chemischer Übergang zwischen ihnen und den Schlierenknödeln entdeckt werden.

Wären die Schlierenknödel umgewandelte exogene Einschlüsse, so sollte eine Beziehung zwischen ihrer Verteilung im Tonalit und der Distanz von den Kontakten zu beobachten sein. Eine solche, bei den exogenen Einschlüssen nachweisbare Beziehung fehlt bei ihnen aber gänzlich. Sie sind oft gerade an den Kontakten unternormal oder selten, in weiter Entfernung davon häufig.

Ihr mineralogischer Bestand zeigt eine deutliche Beziehung zu dem Tonalit, der der exogenen Einschlüsse wechselt ganz unregelmäßig und läßt fast stets die Bestimmung des Urgesteins zu.

---

[1]) Das wird von Petrascheck (l. c. pag. 57) für die „basischen Ausscheidungen" der Brixener Masse angenommen; und auch Milch kommt für seine „basischen Konkretionen" in den schlesischen Graniten zu derselben Auffassung. Verh. Deutscher Naturforscher und Ärzte. 73 1901. (Leipzig 1902). Bd. II, pag. 230 und l. c. 1910, pag. 374. Die an ersterer Stelle von Žiška gegen Milchs Auffassung erhobenen Einwände sind unhaltbar.

Aus allen diesen Gründen muß ich es als ganz ausgeschlossen erklären, daß die Schlierenknödel des Adamello als veränderte exogene Einschlüsse aufgefaßt werden könnten. Ich komme also in dieser Hinsicht zu genau demselben Ergebnis wie Milch für die schlesischen Granite [1]) und Petrascheck (l. c.) für die Brixener Masse.

Dasselbe behaupte ich übrigens auch von einer großen Anzahl anderer mir bekannt gewordener Tiefengesteinsmassive (zum Beispiel Odenwald, Schwarzwald, Erzgebirge, Mont' Orfano [2]) bei Baveno, Cima d'Asta). Ja, ich kenne überhaupt bisher kein solches Massiv, wo mir die entgegengesetzte Behauptung wahrscheinlich wäre.

Annahme 3. Autochthone Primärsphäroide.

Die Besprechung der Hypothesengruppe 2 behalte ich mir bis zuletzt vor. Meiner Ansicht nach sollte man, wenn die Annahme 3 richtig wäre, ein einigermaßen konstantes Verhältnis zwischen der Masse des einzelnen Schlierenknödels und der des umgebenden, schlierenknödelfreien Tonalites erwarten. Man sollte um die basischen Schlierenknödel herum stets einen an basischen Bestandteilen armen, sauren Hof antreffen oder der Übergang vom Umgebungsgestein zum Schlierenknödel sollte sich ziemlich allmählich vollziehen. Schlierenknödelkonglomerate mit ganz wenig Zement von normaler, ziemlich scharf geschiedener Tonalitsubstanz könnten nicht vorkommen. Das Gegenteil ist aber nach meinen Beobachtungen der Fall. Die in Fig. 88, pag. 301 und Fig. 2 auf Taf. IX abgebildete und nur relativ selten zu beobachtende saure Grenzzone des Tonalites setzt scharf an dem dunklen Körper ab und trägt den Charakter einer endogenen Kontaktmodifikation. Auch die nicht gerade selten auftretenden eckig gestalteten Schlierenknödel sprechen gegen 3, wenn auch die Fig. 85 und 86 auf pag. 300 zeigen, daß Zerreißungen auch noch an Ort und Stelle gelegentlich vorkamen und zur Bildung eckiger Gestalten führen konnten.

Die einige Male beobachtete Resorption von Schlierenknödeln durch den umgebenden Tonalit spricht gegen 3.

Die einzige Beobachtung, die im Adamellogebiet zugunsten von 3 verwertet werden kann, ist das Auftreten des in Fig. 83, pag. 298 abgebildeten doppelten Schlierenknödels. Es liegt nahe, bei einem solchen Körper an Zusammenballungserscheinungen in situ zu denken, wobei die erste Phase der Bildung durch irgend einen Vorgang plötzlich unterbrochen und durch schwächere Konvektion basischer Materie abgelöst wurde. Vielleicht hat auch Reyer (1881, pag. 430) etwas Ähnliches beobachtet; aber jedenfalls ist das Phänomen sehr selten und läßt auch eine abweichende Erklärung zu. Ferner spricht auch das Auftreten anderer einfacher Schlierenknödel von der Natur des inneren Kernes unmittelbar neben dem doppelten Individuum der Fig. 83 gegen die Annahme der Entstehung dieses letzteren in situ.

Endlich ist das Auftreten von Schlierenknödeln normaler Beschaffenheit im Biancotonalit gänzlich unverständlich, wenn man die ersteren als autochthone Primärsphäroide auffassen will. Man müßte dann vielmehr erwarten, daß die Zusammenballungen im Biancotonalit einen anderen petrographischen Charakter haben würden als im normalen Kerntonalit. Geradezu unvereinbar mit der Annahme 3 wäre es auch, daß, wie angeführt, Schlierenknödel von Biancotonalit im normalen Kerntonalit auftreten [3]).

---

[1]) Verh. d. Ges. Deutsch. Naturf. u. Ärzte. 73. Hamburg II. Leipzig 1902, pag. 230.

[2]) Auf diese Fundstelle zahlreicher dunkler Sphäroide wurde ich zuerst von Herrn Dr. Romberg-Berlin aufmerksam gemacht.

[3]) Ich komme also in dieser Hinsicht zu einem anderen Ergebnis als Milch in seiner eben erscheinenden Arbeit (l. c.) über den Striegauer Granit, will aber gewiß nicht verkennen, daß Milchs interessante Ausführungen manches für sich haben.

Annahme 2. (Vergl. pag. 511.)

Wir sind also gezwungen, die Schlierenknödel als endogene Einschlüsse oder Urausscheidungen aufzufassen. Es erklärt sich dann ungezwungen der konstante petrographische Charakter der weitaus überwiegenden Mehrzahl der Schlierenknödel. Die bald leidlich scharfen, bald ganz unscharfen Grenzen, die meist rundliche, oft genug aber eckige Form, das gelegentliche Auftreten von Resorptionen durch den Tonalit, das, wenn auch seltene Vorkommen saurer Randzonen um die Schlierenknödel, alle diese Tatsachen stimmen aufs beste mit der Annahme 2 überein. Aber auch über die Frage, ob es sich um Lazerationssphäroide oder allochthone Primärsphäroide handelt, geben einige Beobachtungen Aufschluß. Würden unsere Körper allochthone Primärsphäroide sein, so müßten sie einerseits überall im normalen Kerntonalit denselben petrographischen Charakter haben und müßten anderseits, soweit ihre Charaktere konstant bleiben, stets in derselben Nebengesteinsgrundmasse eingebettet liegen. Statt dessen fanden wir stellenweise normale Schlierenknödel im Biancotonalit und Biancotonalit-Schlierenknödel im normalen Tonalit eingebettet.

Auch das Auftreten der Schlierenknödel-Konglomerate ist mit der Annahme *2 b* kaum vereinbar. Eine derartige Zusammenschwemmung ursprünglich getrennter runder Körper ist so gut wie unmöglich.

Sobald wir dagegen unsere Schlierenknödel als Lazerationssphäroide betrachten, verstehen wir ihre unregelmäßige Verteilung im selben Massiv, zum Beispiel ihr fast gänzliches Fehlen bei Baveno, ihre Häufigkeit in dem unmittelbar benachbarten Mont'Orfano. Wir verstehen das Auftreten förmlicher Konglomerate von ihnen. Die bald eckige, bald rundliche Form, die Art der Begrenzung wird selbstverständlich.

Die einzige Schwierigkeit, für die ich noch keine mich ganz befriedigende Erklärung gefunden habe, ist die im Verhältnis zum Umgebungsgestein geringere Korngröße der Schlierenknödel, die Milch auch für die schlesischen Granite hervorhebt [1]). Jedenfalls scheint mir aber dennoch beim gegenwärtigen Stande unserer Erkenntnis keine andere Auffassung möglich zu sein als die, daß die Schlierenknödel der Adamellogruppe und fast aller, wenn nicht aller übrigen Tiefengesteinsmassive der Welt als endogene Einschlüsse, Urausscheidungen, und zwar als allochthone Lazerationssphäroide aufzufassen sind.

Damit kommen wir aber zu der Vorstellung, daß wenigstens in den saureren Tiefengesteinsmassen schon am Urort, also vor der Intrusion, eine Differenzierung in wenigstens zwei Massen stattfand, in die basischen Muttergesteine der Schlierenknödel und in die Normalgesteine. Die ersteren müssen sich trotz ihres größeren spezifischen Gewichtes an der Decke des Urortes angesammelt und eine zusammenhängende halb oder ganz verfestigte Kruste gebildet haben [2]). Bei der Intrusion wurde die Kruste zerrissen, zerstückelt und in isolierten Fetzen mit emporgetragen. Je nach dem Grade ihrer Verfestigung und der Temperatur und Viscosität der aufdringenden Masse wurden die Fetzen völlig gerundet, gestreckt, abgeschmolzen und mehr oder weniger resorbiert; oder sie behielten ihre eckige Form bei und konnten bei hinreichendem Temperaturunterschied sogar die Veranlassung zur Bildung saurer Randzonen im Umgebungsgestein werden.

[1]) Beiträge zur Kenntnis der granitischen Gesteine des Riesengebirges. Neues Jahrb. für Miner. Beil.-Bd. 12. 1898 und 15. 1902.

[2]) Man vergl. die Fig. 97 in II *C* 7 *c* am Ende dieses Heftes.

Nur zweimal sah ich im Tonalit des Adamellogebietes Gebilde, die vielleicht als unvollkommene autochthone Primarsphäroide aufgefaßt werden können. Ich selbst fand nämlich im Jahre 1899 zwischen dem Rifugio Nardis und dem Nardisgletscher ein Tonalitstück mit einem fast kreisförmigen Hornblendekranz. Ein ähnliches Stück erhielt aber auch das Heidelberger mineralogisch-petrographische Institut von meinem verstorbenen Freunde Riva. Beide Stücke erinnern, wenn auch in sehr unvollkommenem Maße etwas an die aus anderen Tiefengesteinsmassiven bekannt gewordenen Kugelbildungen. Ich zitiere hier nur die bekannten und in allen Sammlungen verbreiteten Kugeln des sogenannten „Korsites" und die des Granites von Wirvik[1]). Diese Gebilde halte ich in der Tat für autochthone Primärsphäroide. Sie besitzen aber auch in ihrem zonaren Bau und in ihrer mineralogischen Zusammensetzung Merkmale, die sie auf das deutlichste von den echten sogenannten Schlierenknödeln unterscheiden. Die letzteren sind, wie ich für den Adamello und zahlreiche andere Tiefengesteinsmassive nun wohl fast mit Sicherheit behaupten darf, allochthone Lazerationssphäroide.

7. Tonalitgneis.

(Taf. XI, Fig. 2.)

Die Anschauungen über die Entstehung und das Auftreten der unter diesem Namen zuerst von Lepsius[2]) beschriebenen Gesteine haben im Laufe der Zeit starke Wandlungen erfahren. Lepsius selbst glaubte auf Grund seiner Beobachtungen ein scharfes Abschneiden des Tonalitgneisses am Tonalit annehmen zu müssen und stellte den ersteren zu den kristallinen Schiefern der Umgebung des Massives. Stache[3]) glaubte sowohl zu diesen letzteren wie zum Tonalit Übergänge festgestellt zu haben und schloß daraus auf ein „hochprimäres Alter des Tonalitstockes". Später aber wurde er doch wieder zweifelhaft und ließ die Frage in der Schwebe. Ich zeigte 1891[4]), daß tatsächlich Übergänge vom Tonalitgneis zum Tonalit vorhanden sind, anderseits aber eine scharfe Grenze zwischen dem Tonalitgneis und den kristallinen Schiefern außerhalb des Massives besteht. Ich fand Gänge des Tonalitgneisses in ihnen, beobachtete normale Kontaktmetamorphose der Schiefer an dem Gneis und wies mikroskopisch prachtvolle Kataklaserscheinungen in diesem letzteren nach. Ich zeigte ferner, daß das Auftreten des Gneisses in einem Zusammenhang mit dem Verlaufe der Tonalelinie und der Judikarienlinie zu stehen scheint, und schloß aus allen diesen Beobachtungen, daß der Tonalitgneis nur eine durch jüngere Gebirgsbewegungen an einem Teile der Ränder des Massives entstandene Umformungsfazies des normalen Tonalites sei.

Meine Auffassung wurde von Futterer[5]) auf Grund der Untersuchung meiner Schliffe bestätigt, von Löwl aber wieder als unwahrscheinlich angesehen[6]). Ich gab daraufhin zu, daß „auch im Adamellotonalite fluidale Bewegungen des nur zum Teil erstarrten Magmas lokal oder auf größere Strecken eine parallele Anordnung einzelner Gesteinselemente hervorgerufen haben können". Ich entschied mich aber doch dafür, daß die echten „Tonalitgneisse der Presanellagruppe" von

[1]) Frosterus. Tschermaks Mitteilungen. 1893, XIII, pag. 177.

[2]) 1878, pag. 28, 192—194, 196 usf.

[3]) 1879, pag. 303.

[4]) 1891, III, pag. 410—413.

[5]) Neues Jahrbuch f. Miner. B.-B. IX, pag. 547—548.

[6]) 1893, pag. 12, Anm. 3.

diesen fluidalen Tonaliten verschieden und lediglich kataklastisch geschieferte Tonalite seien [1]. In späteren Jahren stiegen mir allmählich Zweifel an der allgemeinen Richtigkeit dieser Annahme auf, und zwar auf Grund des im folgenden aufgeführten Beobachtungsmateriales, so daß ich allmählich zu einem abweichenden Standpunkt kam. Ich hebe zunächst meine wichtigsten Beobachtungen hervor.

In Val Piana beobachtete ich 1899 [2]) Apophysen des Tonalitgneisses in den Schiefern und Einschlüsse von diesen im Gneis. Die Apophysen haben zum Teil nur $1^1/_2$—2 *cm* Dicke und gehen gern der Schieferung des Nebengesteines parallel. Der Tonalitgneis enthält Lazerationssphäroide (Schlierenknödel), die teilweise ganz flach blattartig ausgezogen sind. An einer Stelle durchsetzt ein Aplitgang den Tonalitgneis, und zwar schräg zur Schieferung. Er ist selbst parallel mit ihr geschiefert. Es liegt also hier unzweifelhaft eine kataklastische Schieferung vor.

An der Ausmündung des Nambronetales [3]) enthält der Tonalitgneis eine Anzahl Pegmatitgänge, die meist spitzwinklig zur Flaserung des Gneisses, manchmal wohl auch dieser parallel verlaufen. Einer aber durchbricht sie rechtwinklig und ist im gleichen Sinne wie der Tonalitgneis geschiefert. Auch hier also liegt unzweifelhaft kataklastische Schieferung vor.

In der unmittelbaren Nähe der Tonalelinie oberhalb der Malga Fulgorida im Meledriotal und ebenso bei den Case Fagogne im obersten Meledriotal hat der Tonalitgneis vollständig den Charakter eines Zerreibungsproduktes, also eines echten kataklastischen Mylonites, geht aber am ersteren Punkte nach Westen allmählich in normalen flaserigen Hornblendetonalit über. Diese Beziehung zu der Verwerfung zeigt hier auf das deutlichste, daß es sich nicht um Protoklase handeln kann. (Beobachtungen von 1899, beziehungsweise 1901. Vergl. pag. 149 u. 151 dieser Arbeit.)

Die Bankung des Tonalitgneisses geht an vielen Stellen der Flaserung parallel. Ich zitiere nur den Aufstieg zur Val Seniciaga von der Val di Genova und den Aufstieg von der Glasfabrik bei Pinzolo nach Niaga (pag. 159 und 160 dieser Arbeit). Es ist mir daher sehr wahrscheinlich, wenn auch wohl nicht streng beweisbar, daß Klüftung und Flaserung hier beide wesentlich jünger als die Erstarrung des Gesteines sind; denn es ist eine bekannte Tatsache, daß die Schrumpfungsklüftung unabhängig von der Primärflaserung aufzutreten pflegt. Ein Beispiel dafür ist in dieser Arbeit auf pag. 172 in Fig. 46 dargestellt. Umgekehrt ist es sehr wahrscheinlich, daß der Gebirgsdruck in einer bereits geflaserten oder sich eben zu flasern beginnenden Gesteinsmasse Verschiebungen parallel der Flaserungsebene hervorbringen und damit sei es direkt eine dieser parallele Klüftung, sei es die Pradisposition zu ihr erzeugen wird.

Auch die häufig gemachte Beobachtung, daß die Aplit- und Pegmatitgänge im Tonalitgneis dessen Flaserung schräg oder sogar quer schneiden (zum Beispiel Lago del Malghetto, Nambroneecke) und ihr nur relativ selten parallel gehen (Val Piana, gegenüber Termenago, vergl. Fig. 41, pag. 146), scheint mir mit Bestimmtheit dafür zu sprechen, daß zur Zeit des Aufreißens der Gangspalten die Flaserung an jenen Stellen noch nicht entwickelt war.

Unsicher erscheint mir die Deutung der folgenden Beobachtungen. In der Runse oberhalb Palù, westlich der Straße Campiglio-Pinzolo und an dieser Fahrstraße oberhalb der Nambronebrücke, ist der Tonalitgneis in der Nähe der Schiefergrenze zerdrückt, zerklüftet, geschiefert, stellenweise auch völlig vergrust. Da die Grenze hier wohl auch den Charakter einer Verwerfung hat, kann man

[1]) 1897, II, pag. 131—132.

[2]) Vergl. pag. 145 dieser Arbeit.

[3]) Vergl. pag. 154 dieser Arbeit Beobachtung von 1899 und später.

in diesen Erscheinungen einen ähnlichen Zusammenhang erblicken wie er auf pag. 516 für die Stelle oberhalb Fulgorida und bei den Case Fagogne festgestellt wurde. Doch ist es natürlich nicht ausgeschlossen, daß hier an der Gesteinsgrenze die Verwitterungserscheinungen besondere Stärke erreichen und darum die Zerstörung des Gesteines begünstigen. Einer der Hauptgründe für meine alte Auffassung ist und bleibt aber doch die Tatsache, daß der Tonalitgneis fast ganz auf die Nähe der beiden großen tektonischen Grenzlinien des Massives beschränkt ist. An der Süd- und Westgrenze, wo große Störungen ganz fehlen, ist nirgendswo ein Gestein entwickelt, das dem Tonalitgneis ähnlich ist. Ich füge hinzu, daß auch die Orientierung der Tonalitgneisflaserung an einer Reihe von Örtlichkeiten dem Verlauf der Störungen entspricht und hebe aus den im lokalen Teile aufgeführten Beobachtungen einige zum Beweise dafür heraus.

In Val Piana streicht der Tonalitgneis am Kontakte N 70—80 O, also sehr genau wie die Tonalelinie.

An der Nambroneecke streicht er N 10—35 O, also ziemlich genau parallel der Schiefergrenze, die dort wohl eine Nebenspalte der Judikarienlinie ist und dieser im großen und ganzen parallel verläuft. Nordoststreichen zeigt er auch im untersten Teile der Val di Genova.

Die aufgeführten Beobachtungen zusammen mit den hier nicht zu diskutierenden über die mikroskopische Kataklasstruktur auch des jüngsten Gemengteiles des Tonalitgneisses liefern den wohl kaum anfechtbaren Beweis dafür, daß die Flaserung dieses Gesteins in ausgedehntem Umfange auf Kataklase beruht, also auf Einwirkungen des Gebirgsdruckes, die erst lange Zeit nach der Erstarrung des Gesteins und ganz unabhängig von seiner Intrusion eingetreten sind.

Die folgenden Beobachtungen zeigen aber, daß auch primäre Parallelstrukturen in viel weiterem Umfange, als ich sie noch 1897 anzunehmen geneigt war, vorhanden sind.

Gegenüber Termenago im Sulzberg beobachtete ich 1899 einen in der Fig. 41 auf pag. 146 dargestellten Block eines sehr flaserigen Tonalites mit flach ausgezogenen und parallel gestellten Lazerationssphäroiden (Schlierenknödeln). Die großen Hornblenden des Gesteines zeigen keine Spur von Zerquetschung. Ein saurer aplitischer Gang geht der Verflößungsrichtung der Schlierenknödel parallel. Würden die Flaserstruktur, die Ausziehung und Parallelstellung der Lazerationssphäroide auf kataklastisch wirkendem, jüngerem Gebirgsdruck beruhen, dann müßten auch die Gesteinsgemengteile entsprechende Zerdrückungen aufweisen. Überhaupt besteht, wie schon auf pag. 510 hervorgehoben, sehr oft ein Mißverhältnis zwischen der „Ausquetschung" der Schlierenknödel und der Stärke der Kataklase. In ganz schwach flaserigen Gesteinen treten gelegentlich blattdünn ausgezogene Schlierenknödel auf. Unter solchen Umständen ist die Flaserung natürlich unbedingt als eine Strömungserscheinung der viskosen oder halb erstarrten Masse aufzufassen.

Ein hier nicht abgebildeter Block der oft genannten Straßenmauer von Tione besteht aus einem deutlich parallel struierten, etwas feinkörnigen Randtonalit mit annähernd parallel verflößten kleinen Hornblenden, die etwa 3—4 mal länger als breit sind. Parallel der Flaserung des Gesteines liegen vier langgestreckte und spitz ausgezogene Lazerationssphäroide. Eines von diesen ist von einem ganz normalen Pegmatitgang offenbar etwa in der Mitte schräg abgeschnitten. Die Parallelstellung der Hornblenden und Lazerationssphäroide sowie deren Ausziehung muß vor der Bildung des Pegmatitganges vollendet gewesen sein.

Auch das topographische Auftreten des Tonalitgneisses entspricht nicht immer meiner früheren Anschauung. So trifft man ihn auf der Wanderung durch das Genovatal nicht bloß in der Nähe der großen Störung der Val di Rendena, sondern weit talaufwärts, und zwar mit deutlich aus-

gesprochener, wenngleich in der Stärke wechselnder Flaserung bis zur Osteria del Ponte Lares. Von da bis zur Brücke wird die Flaserung undeutlich und fehlt hinter der Brücke eine Strecke weit ganz. Dann aber tritt sie noch einmal sehr ausgesprochen auf. Die westliche Tonalitgneiszone ist also mehr als acht Kilometer von der großen Störungslinie entfernt und außerdem von den östlichen Tonalitgneissen durch eine ungeflaserte Tonalitzone getrennt. Man kann ja nun natürlich auch hier annehmen, daß mitten in dem Tonalit eine Störung entlang gehe und die isolierte Gneiszone erzeugt habe. Näher liegt es aber doch wohl, hier an Protoklase zu denken.

Auch das Auftreten der Quetschzonen scheint mir für diese Auffassung zu sprechen. Sie finden sich nämlich im Tonalitgneis und im Tonalit, im letzteren aber viel häufiger als im Tonalitgneis und in diesem wieder ganz ohne Beziehung zur Stärke der Flaserung.

Auf Grund aller der aufgeführten Beobachtungen komme ich zur folgenden Schlußfolgerung. Der Tonalit des Adamellomassives ist an seinem Nord- und Ostrand auf weite Strecken durch die Gebirgsbewegungen längs der Judikarien- und Tonalelinie geflasert und geschiefert worden, so daß er eine als „Tonalitgneis" bezeichnete, durch mechanische Deformation des erstarrten Gesteines entstandene Randfazies besitzt. Außerdem aber sind in ihm vielfach primäre Parallelstrukturen vorhanden, die teils als Fluktuationserscheinungen der viskosen oder halberstarrten, teils als Deformationen der eben erstarrten, aber noch sehr plastischen Masse aufzufassen sind [1]. Zum Verständnis derartiger protoklastischer Deformationen trägt die vom Eise und vielen anderen Substanzen längst bekannte, von den gesteinsbildenden Silikaten besonders durch Dölters Schmelzpunktsbestimmungen erhärtete Beobachtung bei, daß die festen Körper schon unterhalb ihres Schmelzpunktes eine allmähliche Erweichung durchmachen. Dölter [2]) unterscheidet deshalb bei seinen Bestimmungen die Temperatur T_1, bei der „die Erweichung des feinen Pulvers konstatiert" wird, und T_2, bei welcher „die Schmelze flüssig ist und sich in Faden ausziehen läßt. Der Schmelzpunkt liegt zwischen beiden". T_1 und T_2 zeigen oft Differenzen von 30°.

Es scheint mir nun klar zu sein, daß die in die Nähe der seitlichen Kontakte gelangten Teile des Schmelzflusses sich dort rascher abkühlen und verfestigen müssen als die zentralen Teile. Der Druck aber, der die Intrusion bewirkt, wird vermutlich noch lange nach dieser Verfestigung anhalten und die zwischen T_1 und dem Schmelzpunkt befindlichen erstarrten, aber plastisch weichen Massen längs der Wandflächen in Bewegung setzen, pressen und quetschen. Wir bekommen durch diese Annahme eine mir brauchbar erscheinende Erklärung der Protoklase von Tiefengesteinen. Ist aber bereits die ganze Masse auf dem Temperaturintervall zwischen T_1 und dem Schmelzpunkt angelangt und wirkt jetzt der Intrusionsdruck weiter, so kann er je nach den besonderen Umständen entweder die gesamte Gesteinsmasse protoklastisch schiefern oder einen frischen Magmanachschub zwischen die älteren Massen einpressen. Auf diese Weise werden die vorher mitgeteilten Beobachtungen über die Verteilung des Tonalitgneisses in der Val di Genova ohne weiteres verständlich.

Ich hebe übrigens hervor, daß die Ausdehnung des Temperaturintervalles zwischen der Erweichung eines Minerales und seinem eigentlichen Schmelzpunkt unter hohem Druck noch wesentlich größer sein könnte als bei Atmosphärendruck.

Die Unterscheidung der protoklastisch entstandenen Tonalitgneisse von den kataklastischen ist nicht leicht durchführbar. Es macht mir den Eindruck, als ob die Protoklasgneisse eine besondere

[1]) Ähnlich wie es Becke schon in seiner Altvaterarbeit ausgesprochen hat. (Sitzungsber. d. Wiener Akad. d. Wiss., mathem.-naturw. Klasse, Bd. 101, Abt. I, 1892, pag. 299.)

[2]) Die Silikatschmelzen. Sitzungsber. d. Wiener Akad. d. Wiss., Bd. 113, Abt. I, 1904, pag. 204

Disposition zur Kataklase besessen hätten, so daß an vielen Stellen wohl beide Erscheinungen superponiert sind. An gewissen Punkten (Malga Fulgorida, Case Fagogne) herrscht aber die kataklastische Zertrümmerung so stark vor, daß sie den Habitus des Gesteines vollständig beherrscht.

Bevor ich die Besprechung des Tonalitgneisses beschließe, möchte ich wenigstens noch kurz darauf hinweisen, daß die stark geschieferten Varietäten meist sehr arm an Hornblende sind. Es scheint das darauf zu beruhen, daß bei der Schieferung die Hornblende zerstört und Biotit gebildet wird. Tatsächlich beobachtete ich an mehreren Stellen, zum Beispiel auf dem in die Val Seniciaga hineinführenden Wege Biotitanhäufungen, die wie Pseudomorphosen nach Hornblende aussehen.

8. Die Klüftung und Bankung des Tonalites.

Wo größere Aufschlüsse von Tonalit vorhanden sind, da erkennt man, daß die Gesteinsmasse von mehr oder minder dicht stehenden, regelmäßig angeordneten Kluftsystemen zerspalten wird. Und zwar herrscht oft ein Hauptkluftsystem so stark über alle anderen vor, daß eine förmliche Bankung entsteht.

Das Phänomen ist in der Adamellogruppe zuerst von Reyer[1]) eingehend untersucht und durch Abbildungen erläutert worden. Reyer, der ja auch andere granitische Massen nicht als Tiefengesteine anerkennen wollte, sah in dem Adamellotonalit zur Eruption gekommene und oberflächlich aufgekuppte riesige Lavafladen[2]). Die von den Klüften begrenzten Platten des Gesteines hielt er für primär beim Akt der Eruption entstandene Bänke, nicht etwa für Absonderungsformen. Er stützte sich dabei auf den angeblich stets von ihm beobachteten Parallelismus zwischen den Klüften, der Anordnung der Lazerationssphäroide (= Schliereuknödel), hellen Schlieren und Sedimentschollen sowie der Orientierung der Kontaktflächen des Massives. Daher zog er auch aus ihrer Anordnung Schlüsse auf die ursprüngliche Gestalt der Massen. Da er nun in der Val di Fumo die Klüfte von beiden Seiten her gegen die Talfurche einfallen zu sehen glaubte, so schloß er auf eine Entstehung dieses Tales als primäre Depression zwischen getrennt gebildeten und aufgestauten Eruptivkuppen.

Ich pflichtete 1899[3]) Reyer insofern bei, als auch ich eine gesetzmäßige und in Beziehung zu der Form des Massives stehende Anordnung der Klüfte zu erkennen glaubte. Da ich indessen den Tonalit für ein Tiefengestein hielt und halte, so mußte ich die Klüftung anders auffassen und erklärte sie teils als Schrumpfungserscheinung der erstarrten, noch heißen Masse, teils als Wirkung des Gebirgsdruckes. Dementsprechend unterschied ich zwischen „Strukturfugen“ und „Druckfugen“. Die primäre Natur der ersteren, sei es nun als wirkliche Klüfte, sei es als zur Zerklüftung prädisponierte Flächen im Gestein wurde schon damals aus verschiedenen Gründen behauptet. Ich sagte wörtlich: „Es besteht also in dem Tonalit auch, wo er ganz frisch ist, eine „Klüftbarkeit“, die sich zu den Kluftflächen verhält, wie die Spaltbarkeit eines Kristalles zu den Spaltflächen. Die Klüftbarkeit und Spaltbarkeit sind nur die Prädisposition zur Trennung; die Ebenen, parallel zu denen sie gehen, sind hier wie dort Ebenen der maximalen Kohäsion. Sie können vorhanden sein, ohne daß wirkliche Spalten da sind. Zur Bildung der letzteren bedarf es noch eines besonderen Anlasses, der bei der Klüftbarkeit in der Natur sehr häufig von der Verwitterung gegeben wird.“

[1]) 1881, pag. 420 u. f.

[2]) Vergl. die Abbildungen 7 und 13 auf pag. 434 und 450 in Reyer, 1881.

[3]) 1899 (1) pag. 30

„Bei dem Tonalit glaube ich nun, wieder in Übereinstimmung mit Reyer. beobachtet zu haben, daß ein deutlicher, wenn auch keineswegs im einzelnen genauer Parallelismus zwischen der Bankung und dem Verlaufe der Grenzflächen der Eruptivmasse besteht. Es scheint also, als ob sich die Klüfte wesentlich parallel zu der abkühlenden Fläche ausbilden.“ (usw.)

Diese Anschauungen habe ich auch bei den späteren Aufnahmen im wesentlichen bestätigt gefunden. Da man indessen auch mit der Möglichkeit rechnen könnte, daß die Klüfte reine. nicht in der Struktur des Gesteinskörpers begründete Verwitterungssprünge sein könnten, so will ich zunächst einmal die Gründe anführen, die mich bestimmen, die nicht vom Gebirgsdruck erzeugten Fugen für Kontraktionsrisse zu halten [1]).

a) Gründe für die Auffassung der meisten Tonalitklüfte als primäre Kontraktionsfugen.

Auf pag. 62, Fig. 14 dieser Arbeit ist ein im Tredenùstal gefundener Tonalitblock beschrieben und abgebildet, der in Abständen von etwa 12 *cm* von drei dunklen parallelen Porphyritgängen durchsetzt wird. Zweifellos war der Tonalit zur Zeit ihrer Intrusion noch nicht entblößt und gänzlich frisch. Ebensowenig sprechen Anzeichen dafür, daß die Gangfugen durch Gebirgsdruck entstanden sein könnten. Wir haben also hier entweder Schrumpfungsrisse vor uns, die von dem Porphyritmagma direkt benützt werden konnten; oder aber das Gestein hatte bei der Schrumpfung die Prädisposition zur Klüftung längs der drei Flächen erhalten und wurde durch den Intrusionsdruck des Porphyrites längs dieser Flächen zersprengt.

Auf pag. 139, Fig. 40 ist ein aus Tonalit hergestellter Straßen-Prellstein der Tonalestraße beschrieben und abgebildet, der von zwei parallelen Aplitgängen in geringem Abstand durchsetzt ist. Bei der sicher nur geringen Größe des Zeitintervalles. welches die Festwerdung des Tonalites

[1]) Mittlerweile hatte ich Gelegenheit 1907 die von C. Schmidt geleiteten Exkursionen der Deutschen geolog. Gesellschaft in der Schweiz mitzumachen. Bei dieser Gelegenheit sprach mir gegenüber Herr Prof. C. Schmidt die Ansicht aus, daß gewisse, den Gehängen des Haslitales annähernd entsprechende Klüfte des Finsteraarhorngranites nicht als Struktur- oder Druckfugen. sondern als Verwitterungsrisse aufzufassen seien. Sie entständen gern parallel zur Gesteinsoberfläche. unabhängig von der ursprünglichen Form des Gesteinskörpers. (Ich hoffe seine Anschauung so richtig wiedergegeben zu haben.) Demgegenüber habe ich zu bemerken, daß ich keinen Grund sehe, warum die Verwitterung derartig dicke und frische Gesteinsplatten von der Oberfläche ablösen sollte, wenn nicht schon vor der Rißbildung im Gestein eine Prädisposition dazu parallel den betreffenden Flächen vorhanden wäre. Mit der von Schmidt ausgezeichnet beschriebenen Absprengung knallender Gesteinsplatten in Tunneln und Bergwerken infolge von Spannungserscheinungen hat das Phänomen nichts zu tun. Die Abschuppung dünner Gesteinsblätter. wie sie in Wüsten wohl hauptsächlich infolge rascher Temperaturschwankungen auftritt, ist ebensowenig vergleichbar. Freilich kommt auch in kalten Gegenden ein Abplatzen von Platten parallel der Oberfläche infolge von Temperaturschwankungen vor. Das beschreibt zum Beispiel v. Drygalsky sehr anschaulich von Grönland. (Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde, 1892. 27. pag. 7.) Aber auch dort sind die dicksten abgesprungenen Platten nur 30 *cm* stark, und wenn sie auch vielleicht noch etwas stärker werden mögen, so ist ihre Bildung doch sicher ganz verschieden von der der mächtigen Platten- und Banksysteme, in die das Gestein im Haslital gegliedert ist. Hier handelt es sich meiner Meinung nach um Risse, die auch tief unter der Oberfläche bereits vorhanden oder wenigstens prädisponiert sind. Übrigens ersehe ich aus der Drygalskyschen Arbeit (pag. 7), daß Ussing „den ehemaligen Eisdruck im Bunde mit der Lage der Spaltflächen im Feldspat (sc. des grönländischen Gneisses) als die Ursache der plattenförmigen Zertrümmerung der Felsflächen“ ansah. Im Tonalit kann diese Annahme schon aus dem einfachen Grunde nicht zutreffen, weil da die Feldspäte nicht parallel angeordnet sind. Nachträglich sehe ich, daß Hornstein schon 1883 darauf hingewiesen hat, daß die Gesteinsoberflächen und -Klüfte im oberen Haslital Absonderungsflächen entsprechen. Vergl. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges., 1883, pag. 647—649. Man vergl. auch die in der Fußnote auf pag. 451 wiedergegebenen Ausführungen Brückners über das obere Haslital und meine Bemerkungen dazu.

von der Bildung der Aplitgänge trennt, können diese hier nur schon existierende oder prädisponierte Schrumpfungsfugen benützt haben. Auf pag. 78 dieser Arbeit ist ein Tonalitblock aus dem Adamètal beschrieben, der in Abständen von je $^1/_2$—1 *m* von 4 parallelen, 1—2 *dm* dicken Pegmatitgängen durchsetzt wird. Auch hier ist derselbe Schluß wie bei dem vorigen Beispiel zu ziehen.

Auf pag. 264, Fig. 73 ist ein Tonalitblock von Faëtto im Pallobia-Pagheratal abgebildet, der zwei parallele Aplit-Pegmatitgänge in nur 1 *cm* Abstand enthält. Offenbar handelt es sich hier um eine einzig sich gabelnde Schrumpfungskluft.

Endlich ist in Fig. 82 (pag. 297) der Aufschluß abgebildet, auf den ich mich schon 1899 [1]) bezog. Es ist eine Stelle im Hange des Monte Alta Guardia nordöstlich der Malga Nempläz. Ich schrieb damals: „Das Gestein besteht dort aus jetzt deutlich gebanktem Tonalit, in den ein dunkler Dioritporphyritgang eingedrungen ist. Dieser folgt erst der einen Kluft des Tonalites, durchschneidet dessen darüberliegende Bank in schräger Richtung und dehnt sich dann in der nächsten der ersten parallelen Kluft nach allen Seiten flach aus. Der Parallelismus zwischen der Hauptausdehnung des Ganges und den Bänken des Tonalites ist außerordentlich deutlich. Da nun die Intrusion des Ganges sicher lange vor der Entblößung des Aufschlusses stattgefunden hat, so muß schon damals in dem Tonalit die Prädisposition zur Klüftung längs den später von der Verwitterung benützten Flächen vorhanden gewesen sein."

Ich glaube, daß die angeführten Beispiele genügen, um zu zeigen, daß aller Wahrscheinlichkeit nach der größte Teil der Tonalitklüfte auf die Schrumpfung der in Abkühlung begriffenen Gesteinsmasse zurückzuführen ist.

Daß daneben aber auch echte Druckfugen auftreten, das zeigen die im lokalen Teile [2]) angeführten zahlreichen Stellen, an denen Klüfte der kataklastischen Schieferung mancher Tonalitgneiszonen entsprechen. Die Strukturfugen sind nämlich nach meinen Beobachtungen im Gegensatz zu Reyer von der Anordnung der primären Fluidalstrukturen und der damit übereinstimmenden Scharungsrichtung der Lazerationssphäroide (Schlierenknödel) ganz unabhängig. Mit den sekundären Schieferungsstrukturen bestehen natürlich erst recht keine Beziehungen. In der ersteren Hinsicht verweise ich darauf, daß zum Beispiel am Auslauf des Lago d'Arno die sehr dünnbankige Klüftung der Tonalitrundhöcker mit der Anordnung der Schlierenknödel nicht stimmt, sondern deren Ebenen schräg schneidet. Auch die Fig. 46, pag. 172, die die Tonalitgrenze bei Coël in der Val San Valentino darstellt, zeigt das sehr deutlich.

Wir haben also tatsächlich Druckfugen von Strukturfugen zu unterscheiden, wenn es auch im einzelnen recht schwierig sein mag, die ersteren als solche zu erkennen.

b) Die Dicke der Tonalitbänke

schwankt zwischen sehr weiten Grenzen. Bei Malga Predòu sah ich steilstehende, nur $1^1/_2$—3 *dm* dicke Platten; auf der Westseite des Nardistales erreichen sie 20—40 *m* Dicke. Doch sind das sehr extreme Fälle. Im allgemeinen schwanken die Plattenmächtigkeiten wohl zwischen $^1/_2$ *m* und wenigen Metern. Starke Frostsprengung in der Nähe der Felsoberfläche begünstigt natürlich die Bildung dünner Platten.

[1]) 1899. I, pag. 30.

[2]) Vergl. auch pag. 516.

c) Kombinierung mehrerer Kluftsysteme.

Während in vielen Gegenden [1]) ein Kluftsystem vorherrscht, treten an anderen Stellen zwei, drei, ja mitunter selbst vier Systeme nebeneinander auf. Sie zerlegen dann die Gesteinsmasse in Pfeiler [2]) oder, was viel häufiger ist, in unregelmäßig parallelepipedische Stücke [3]). Aus den zahlreichen im lokalen Teile aufgeführten Beispielen greife ich das folgende heraus.

Oberhalb der Malga Nardis in der Presanellagruppe beobachtete ich auf der linken Talseite 4 Systeme.

1. Mittel NO-fallende Klüfte.
2. 80° oder mehr WNW-fallende Klüfte.
3. 70—80° SSO-fallende Klüfte.
4. Mittel bis steil SW-fallende Klüfte.

Das dritte System ist am undeutlichsten entwickelt. 1 und 4 entsprechen Bankungen, die in tieferen Teilen des Tales beim Anstieg beobachtet wurden. Je nach der Beleuchtung und Lage der Beobachtungsstelle scheint das eine oder das andere der vier Systeme vorzuherrschen.

d) Konstanz der Orientierung.

An manchen Stellen ließ sich der Nachweis führen, daß die Stellung eines Kluftsystems sich allmählich ändert. So scheinen zum Beispiel in der Region des Cornisellobaches (Presanellagruppe) die O-fallenden Klüfte in den hohen Bergkämmen flacher zu stehen, nach unten aber bogenförmig eingekrümmt zu sein und steiler einzuschießen.

Ich sehe dabei ganz von der schon von Reyer hervorgehobenen Tatsache ab, daß die Klüfte sehr häufig auch im kleinen buckelig gebogen sind und dann überhaupt keine exakte Messung ihrer Orientierung gestatten.

Anderseits läßt es sich gar nicht verkennen, daß in weit ausgedehnten Arealen der Gruppe ein und dasselbe Kluftsystem mit überraschend konstanter Orientierung vorherrscht. Das Bild des Südhanges des Alta-Guardia-Berges (Taf. VIII, Fig. 2) zeigt das zum Beispiel sehr deutlich. All die in dem Bilde oben und unten, rechts und links erkennbaren, obwohl doch aus weiter Ferne photographierten Felsflächen sind infolge gleicher Anordnung hell beleuchtet und gehören einem einzigen Kluftsystem an.

In dem ganzen riesigen Gebiete zwischen Canavacia und Val Piana herrscht eine steil ONO-, beziehungsweise NO-falleude Klüftung deutlich vor. (Vergl. pag. 303—304.)

Die ganze kolossale Tonalitmasse der Busazza und der Monticelli des Tonale ist von einer steil NO-fallenden Klüftung durchzogen.

e) Verhalten der Klüftung zur primären Grenzfläche des Ethmolithes.

Die objektive Feststellung dieses Verhaltens läßt bald einen ausgesprochenen Parallelismus, bald eine anscheinend ganz regellose Orientierung erkennen.

Ich zitiere zunächst Beispiele für Parallelismus. In dem Textbilde Nr. 63 (pag. 232) sieht man, daß die Tonalitmasse von Klüften durchzogen ist, die der Kontaktfläche mit den Raibler

[1]) Man vergleiche zum Beispiel die Felsbänke zur Linken (auf der rechten Talseite) der untersten Zunge des Mandronegletschers und viele andere Stellen.

[2]) Ostwand des Gabbiolotales zwischen Ago di Nardis und Monte Gabbiolo.

[3]) Rundhöcker beim Rifugio Garibaldi, Foppa bei Edolo usw.

Schichten gut entsprechen. Man beachte dabei nicht nur die Form der Tonalitblöcke und ihre Risse, sondern auch die grasbewachsenen Kehlen zwischen den Tonalitfelsen.

Bei der Malga del Gelo setzt eine Tonalitapophyse im Muschelkalk auf. Sie besteht aus N 20 W-streichenden, ganz steil nach O-fallenden Platten, deren Streichen annähernd der Form der Apophyse entspricht.

Umgekehrt könnte ich aber auch zahlreiche Beispiele anführen, bei denen das vorherrschende Kluftsystem mehr oder minder große Winkel mit der Kontaktfläche bildet.

In den südlichen, gegen das Gallineratal gekehrten Teilen des Monte Aviolo sind riesige N 75 W-streichende, steil S-fallende Bänke im Tonalit entwickelt. Sie bilden nördlich des Passo Gallinera etwa einen Winkel von 45° mit der Grenzlinie.

Zwischen dem Casinetto di Lajone und Malga Lajone di sopra ist der Tonalit nahe der Grenze in starke, steil S-geneigte Bänke zerspalten. Der Esinomarmor, der annähernd der Grenzfläche parallel orientiert ist, streicht ziemlich genau O-W und steht saiger oder fällt steil unter den Tonalit, also nach N ein. Die Tonalitklüfte dürften hier einen ziemlich spitzen Winkel mit der Kontaktfläche bilden und sind nach außen geneigt.

Die sehr ausgesprochene und unzweifelhaft vorherrschende Klüftung der Monticelli und der Busazza fällt steil nach NO ein, streicht also nordwestlich. Die primäre Grenze des Massives zieht in ONO-Richtung an dem N-Abfall der Berge entlang.

Wollte man lediglich auf Grund dieser und der übrigen im lokalen Teile aufgeführten Beobachtungen das Verhalten der Strukturfugen des Tonalites zu seinen Grenzflächen diskutieren, so würde man wohl zu dem Ergebnis kommen, daß keine Beziehung vorhanden sei.

Berücksichtigt man aber die schon angeführte Tatsache, daß fast stets mehrere Kluftsysteme zusammen vorkommen und je nach Beleuchtung und Beobachtungsstelle schärfer hervortreten, so wird man einen derartigen negativen Schluß für unberechtigt halten. Mein Gesamteindruck ist vielmehr nach wie vor der, daß eine Beziehung besteht, und zwar, daß sich gern ein Kluftsystem parallel zur abkühlenden Fläche entwickelt, andere annähernd senkrecht zu ihr entstehen.

f) Entstehung der Klüftbarkeit und der Klüftung.

Iddings[1]) hat eine ausgezeichnete Studie über die Klüftungen in Laven veröffentlicht, deren wichtigste Ergebnisse auch in Rosenbusch's „Elementen der Gesteinslehre“ (II. Aufl. 1901, pag. 27—29) wiedergegeben sind. Er geht dabei von der Erwägung aus, daß der Kontraktion der erstarrten und sich weiter abkühlenden Kruste im Innern der Gesteinsmasse ein immer größer werdender Widerstand entgegentrete. Daher müßten die nahe der Oberfläche der Masse dichtstehenden, ihr parallelen Klüfte gegen das Innere immer größere Abstände erhalten, während die außen nur schwach entwickelten senkrecht zur Abkühlungsfläche gestellten Klüfte gegen innen bedeutsamer würden. So ginge die plattige Absonderung der äußeren Teile nach innen in eine prismatische über. In der Arbeit sind auch ältere Studien von Poulett Scrope, Mallet und Bonney über Absonderungsformen zitiert. Unter voller Anerkennung von Iddings Ergebnissen will es mir aber doch scheinen, als ob die Anordnung der Klüfte sowohl in Laven wie in Tiefengesteinen sehr häufig nicht der von Iddings aufgestellten Regel entspreche. Maßgebend für die Anordnung der Klüfte wird vor allen Dingen weniger die Form der Abkühlungsfläche selbst, als die der Flächen gleichen Wärme-

[1]) The columnar structure in the igneous rock on Orange Mountain, New Jersey. American Journal of Science, 3. Serie, Bd. 31, 1886, pag. 321—331 mit 6 Figuren und einer Tafel.

verlustes, also der isothermalen Flächen, im Inneren der Gesteinsmasse sein. Bei einfacher Gestalt der abkühlenden Fläche werden die isothermalen Flächen dieser im allgemeinen parallel gehen: bei komplizierterer Form werden sie aber abweichende Gestalten annehmen, ebenso wie ja die geothermischen Flächen[1]) unter einem Gebirge auch nicht den vielgestaltigen Unebenheiten der Oberfläche folgen. Eine erstarrende, beziehungsweise bereits erstarrte Lava- oder Tiefengesteinsmasse kann man sich durch die isothermalen Flächen in eine beliebig große Anzahl von Schalen zerlegt denken. Eine jede von diesen hat infolge der mit der weiter fortschreitenden Abkühlung verbundenen Schrumpfung zunächst einmal das Bestreben, sich parallel zur Schalenoberfläche, also in sich selbst allen Seiten her zu kontrahieren. Dies Bestreben muß eine je nach der Intensität der Schrumpfung mehr oder minder große Anzahl von Klüften oder Klüftbarkeitsflächen senkrecht zu den isothermalen Flächen liefern. Die Kontraktion parallel zu den Schalenoberflächen kann aber in zwei benachbarten Schalen während der Abkühlung nie gleich weit fortgeschritten sein, sondern ist in der äußeren Schale stets etwas stärker entwickelt als in der nächst inneren. Daher wird bei genügendem Temperaturunterschied zwischen zwei Schalen die durch die Schrumpfung bewirkte Verschiebung der Gesteinselemente parallel zur Schalenfläche die eine Schale etwas an der anderen entlang gleiten lassen oder bei nicht genügendem Ausmaß der Schrumpfung wenigstens eine Spannung zwischen den Gesteinselementen erzeugen. Die Tendenz zur Kluftung wird natürlich auch von der Schrumpfung senkrecht zu den isothermalen Flächen unterstützt und so entstehen auch parallel zu ihnen Klüfte oder Klüftbarkeitsflächen. Es ist klar, daß es, wie ja auch die Erfahrung bestätigt, dem Steinbrecher leichter sein wird, das Gestein parallel zu diesen Klüftbarkeitsebenen zu spalten als schräg dazu.

Man wird gegen diese Betrachtungsweise vielleicht geltend machen, daß die Wärmeabnahme von innen nach außen ganz allmählich stattfindet und daß also zwischen zwei radial angeordneten benachbarten Teilen der Gesteinsmasse immer nur ein minimaler Temperatur- und Kontraktionsunterschied vorhanden sein kann. Das ist richtig, bewirkt aber nur, daß die Erstarrungsgesteine in der Natur durch die Schrumpfung nicht in papierdünne oder doch nur die Dicke ihrer Korngröße besitzende Platten zerfallen. Vielmehr haben die Klüftbarkeitsebenen infolgedessen einen wesentlich größeren, wenn auch von Gesteinskörper zu Gesteinskörper, ja sogar innerhalb desselben Gesteinskörpers wechselnden, manchmal recht erheblichen Minimalabstand. Schieferungsebenen können sich dagegen in Abständen folgen, die der Korngröße des Gesteines entsprechen.

Ist diese Betrachtungsweise richtig, so werden Zahl und Bedeutung der Klüftbarkeitsflächen von dem Wärmegefälle innerhalb der sich abkühlenden Gesteinsmasse, natürlich aber auch von der chemischen und mineralogischen Beschaffenheit des betreffenden Gesteines abhängen. Denn die Kontraktionsgröße ist bei verschiedenen Gesteinen verschieden.

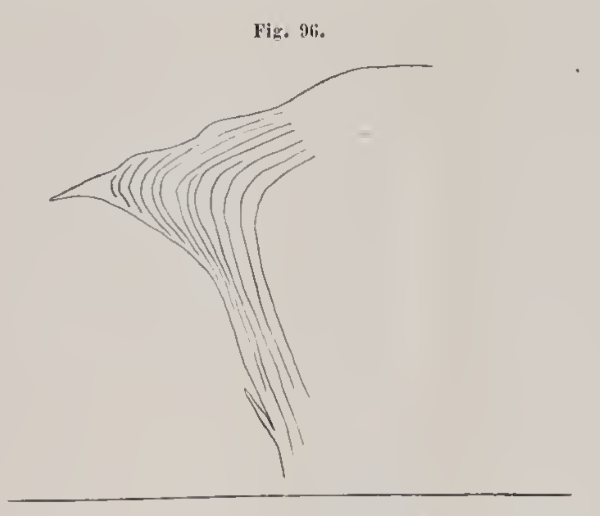
So erklärt es sich, warum in Baveno aus dem Granit Telegraphenstangen gemacht werden können, warum bei Esine in der Val Camonica dünne Pfeiler für Rebenlauben aus dem Tonalit gespalten werden, während der Besitzer der Malga Nempläz (vergl. pag. 297 dieser Arbeit) sich in einem einzigen großen Tonalitblock ganze Zimmer aussprengen lassen konnte. Untersuchen wir die Anordnung der isothermalen Flächen noch etwas genauer, so möchte ich vor allen Dingen auf eine wohl hauptsächlich bei Laven, in geringerem Maße aber auch bei Tiefengesteinen in Betracht kommende Ursache von Unregelmäßigkeiten hinweisen. Die Abgabe der in den Magmen gelösten Gase erfolgt bei den ersteren nicht gleichmäßig durch die ganze Gesteinsaußenfläche hindurch.

[1]) Bischofs chthonisotherme Flächen.

sondern vielfach in isolierten Fumarolen der Oberseite. An diesen Stellen wird sich aber der Wärmeverlust der Gesteinsmasse viel rascher vollziehen als an anderen. Die isothermalen Flächen werden dichter und anders liegen. Ähnliche Verhältnisse, wenn auch wohl in geringerem Maßstabe, können an den Außenflächen von Tiefengesteinsmassiven durch Spalten im Nebengestein, durch wechselnde Orientierung von Schichtflächen, bei verschiedenartigen Nebengesteinen durch starke Unterschiede in den Porenvolumina bedingt sein [1]). So kann es uns nicht wundernehmen, wenn die Klüftbarkeitsflächen sowohl in ihrer Zahl und Dichte wie in ihrer Anordnung große Unregelmäßigkeiten erkennen lassen.

Bei der ethmolithischen Form des Adamellomassives kommt in diesem noch die folgende schon auf pag. 524 implicite angedeutete Überlegung in Betracht. (Man vergl. Fig. 96.) Hat die Abtragung des Gebirges die obersten Teile des Ethmolithen entfernt, so daß an den Randern bereits die trichterförmig einfallenden Grenzflachen zum Vorschein kommen, so wird man Umbiegungen der

Fig. 96.



Schema der Anordnung der den isothermalen Flächen entsprechenden Klüfte in einem Ethmolithen

den isothermalen Flächen entsprechenden Klüfte beobachten müssen. Die umbiegenden Klüfte aber können die Grenzflächen unter spitzen, ja manchmal wohl auch stumpferen Winkeln schneiden. Die auf pag. 523 zitierte Stellung der Tonalitklüfte bei der Malga Lajone und das auf pag. 303 mitgeteilte Steilerwerden der Klüfte nach unten bei der Malga Cornisello lassen sich wohl auf diese Weise erklären.

Ursprünglich hatte ich auch damit gerechnet, daß bei steiler Stellung der Grenzflächen eine Diskordanz zwischen diesen und den isothermalen Flächen im Tiefengestein dadurch entstehen muß, daß das Wärmegefälle hier nie ganz senkrecht gegen die Grenzfläche gerichtet sein kann. Es wird nämlich das Nebengestein in der Tiefe wärmer sein als in der Höhe. Daher müssen theoretisch die isothermalen Flächen oben einen anderen Abstand haben als unten. Indessen über-

[1]) Bei Laven führt Iddings als Ursache von Unregelmäßigkeiten in der Säulenstellung „Unregelmäßigkeiten der Oberfläche, örtliche Porosität oder Hohlräume in der Gesteinsmasse“ an und fügt hinzu. „Another source of irregular cooling may be found in the loss of heat by convection in the atmosphere, but more especially in water where the flow has been subaqueous.“

69*

zeugte mich mein verehrter Kollege Herr Prof. Joh. Königsberger (in Freiburg) davon, daß diese Diskordanz klein genug ist, um in der Praxis vernachlässigt werden zu können.

Ich bin aber weit davon entfernt, zu behaupten, daß ich in der Adamellogruppe genügend Beobachtungen zur Verfügung hätte, um meinen Eindruck von der gesetzmäßigen Anordnung der Strukturfugen wirklich streng beweisen zu können. Dazu müßten eine sehr große Anzahl von speziell dazu bestimmten Begehungen der Tonalitmasse und nicht tausende, sondern zehntausende von Messungen der Kluftorientierungen vorgenommen werden.

g) Zusammenhang zwischen Klüftung und Talbildung.

Wie auf pag. 519 angeführt, glaubte Reyer auf beiden Seiten der Val di Fumo ein Einfallen der Tonalitbänke gegen die Talfurche beobachtet zu haben. Er schloß daraus, daß dieses Haupttal einer primären Depression zwischen zwei ursprünglich getrennten, östlich und westlich besonders aufgekuppten „Lava"-Fladen entspräche. Ich habe auf pag. 200 dieser Arbeit ausgeführt, daß ich die von Reyer beobachtete Anordnung „an einigen Punkten sehr deutlich, an anderen nur undeutlich und auf großen Strecken gar nicht erkennen" konnte. „Das mag aber erstens an der Beleuchtung liegen, zweitens daran, daß der Tonalit eben nicht bloß durch ein Kluftsystem, sondern gewöhnlich durch drei durchschnitten wird. Und je nach dem Vorherrschen, beziehungsweise der Sichtbarkeit des einen oder des anderen Systemes wird die Bankung im einen oder im anderen Sinne einzufallen scheinen." Jedenfalls glaube ich auch, daß sehr häufig eine Beziehung zwischen der Richtung der Tonalitklüfte und derjenigen der in dieses Gestein eingeschnitteuen Täler besteht. Insbesondere für Val di Genova, Val di Fumo und Val Pallobia halte ich es, wie noch zu erörtern, für ungemein wahrscheinlich, daß hier die Erosionsfurchen alten tief eingesenkten Sedimentzonen oder -Mulden der Tonalitoberfläche entsprechen und daß sich das auch in der Anordnung der Klüfte ausdrückt. So beobachtete ich zum Beispiel auf dem aus der Val di Genova in das Nardistal hinaufführenden Wege eine N 85 O streichende, steil S-fallende Klüftung, die also annähernd der Haupttalfurche parallel geht, während am Ausgang des Genovatales anders gerichtete Druckfugen vorherrschen. In den Corni del Pallone streichen die steilstehenden Tonalitbänke der Furche des Doistales parallel und sind etwas gegen sie geneigt. (Vergl. pag. 265.)

Natürlich bedarf es aber zur Erklärung dieses Zusammenhanges nicht der von Reyer gemachten Annahme primär getrennter Lavakuppen. Die Kluftsysteme zeichnen eben überall der Erosion den Weg vor.

9. Resorption und Injektion.

Bei der Bedeutung, die die Frage nach dem Ausmaß dieser beiden Phänomene in neuerer Zeit immer mehr gewinnt, halte ich es für richtig, an dieser Stelle noch einen kurzen Überblick über das Ergebnis der in der ganzen Arbeit verstreuten Einzelbeobachtungen zu geben.

In der Adamellogruppe sind Resorptionen und Injektionen unzweifelhaft an einigen Stellen nachweisbar; es sind aber seltene, nur ausnahmsweise einmal eine etwas größere Bedeutung erreichende Erscheinungen [1]).

Auf Resorptionen wurde ich schon 1888 aufmerksam, als ich in der Foppa des Monte Aviolo die Entstehung der Granattonalite untersuchte. Es ergab sich nämlich dort, daß der Tonalit seine

[1]) Man vergl. darüber auch pag. 190 und 495.

abnorme Zusammensetzung der Auflösung von Hornfelseinschlussen verdankt[1]. Außer dieser Stelle wurden ganz unzweifelhaft Resorptionen an den vom hornblendefreien Tonalit des Passo del Coppo umschlossenen Permschollen nachgewiesen. Ebenso sind sie auf der Ostseite der Valle Aviolo an Einschlüssen der Werfener Schichten deutlich erkennbar. In der Val San Valentino verbindet sich oberhalb des Coël Injektion der Rendenaschiefer mit Resorption.

Die Injektionen der Nebengesteine durch Tonalit, beziehungsweise Apophysentonalit erreichen in der Gegend des Lago gelato del contatto im Baitonegebiet ihren höchsten Grad. Dort ist, wie auf pag. 92 eingehend beschrieben wurde, tatsächlich eine kaum glaubliche Durchäderung der Rendenaschieferhornfelse zustande gekommen und zwar nicht bloß an einem engbegrenzten Aufschluß, sondern auf einem ziemlich großen Areale. Aber freilich ist dort offenbar kein normaler Seiten- oder gar Hangendkontakt entblößt, sondern es tritt das Bett der Tonalitmasse, ihre Unterlage hervor. In dieser aber dürfte die Durchwärmung des Nebengesteins und die Dünnflüssigkeit des Magmas einen ungewöhnlich hohen Grad erreicht haben.

Auch von mehreren anderen Stellen sind im lokalen Teile Injektionen beschrieben worden. Ich erinnere an das Westende des Lago d'Arno, an die Malga Frino im Malgatal, an die Ostwand der Valle Aviolo, an die eben erst zitierte Stelle in der Val San Valentino. An allen diesen Punkten aber handelt es sich um räumlich sehr beschränkte Vorkommnisse, um Ausnahmen von der Regel. Immerhin zeigen sie aber, wie auf pag. 495 gesagt, daß „sie unter bestimmten Verhältnissen auch als Regel auftreten könnten. Vermutlich dürfte das bei größerer Tiefe des Intrusionsniveaus, also bei höherer Primarwärme des Nebengesteines der Fall sein". Mir selbst sind derartige weitgehende und großartige Injektionsphänomene zum Beispiel vom Südrande des Finsteraarhornmassives an der Straße zwischen Oberwald und Gletsch bekannt. Es ist also nicht gerechtfertigt, wenn man die an einem Tiefengesteinsmassiv gewonnenen Erfahrungen ohne weiteres auf jedes andere überträgt.

B. Sabbionediorit.

(Taf. IX, Fig. 2.)

Im Jahre 1878 führte Lepsius einen „kleinen Granitstock oder Gang" aus der Gegend der „Malga Mondifra" bei Campiglio an[2]. Er erkannte bereits, daß er „gänzlich verschieden von dem Tonalit" ist. Es handelt sich hier um das auf pag. 150 dieser Arbeit beschriebene Vorkommnis von Casine Fagogne im obersten Meledriotal.

Die Aufnahmen der Wiener geologischen Reichsanstalt und insbesondere die ausgezeichneten Untersuchungen Tellers (1886) und Vaceks (1898) zeigten, daß westlich und östlich von Pinzolo ähnliche, vom Tonalit verschiedene Tiefengesteinsmassen auftreten. Sie kulminieren in dem isolierten, rein orographisch sich der Brentagruppe anschließenden M. Sabbione und in dem landschaftlich mit der zentralen Adamellogruppe verschmolzenen Corno alto. Ich fasse diese drei Vorkommnisse ebenso wie die unbedeutenderen Intrusionen der unmittelbaren Umgebung von Campiglio als „Sabbionediorit" zusammen. Ich kann an dieser Stelle von ihnen ebensowenig wie von dem Tonalit eine petrographische Charakteristik geben, sondern beschränke mich auf eine Schilderung der geologisch

[1]) Salomon, 1890, pag. 480 und a. a. O.

[2]) Lepsius, 1878, pag. 152 und 193.

in Betracht kommenden Tatsachen. Aber schon bei der Betrachtung der Fig. 2 auf Taf. IX wird sich der Leser davon überzeugen, daß der Sabbionediorit ein petrographisch völlig von dem Tonalit und dessen Quarzglimmerdiorit-Randfazies verschiedenes Gestein ist.

1. Gänge in den Nebengesteinen.

Daß auch der Sabbionediorit ebenso wie der Tonalit jünger als die ihn umgebenden Rendenaschiefer ist, geht vor allen Dingen daraus hervor, daß er stellenweise Gänge in ihnen bildet. Derartige Vorkommnisse sind im lokalen Teile von den folgenden Örtlichkeiten angeführt: Umgebung der Hotels bei Campiglio. Elviraweg, Panoramaweg ebendort: Rundhöcker im Seniciagatal unterhalb des Germenicabaches; Runse SW von Pinzolo; Ausgang der Val di Borzago. An der letzteren Stelle sind die Schiefer durch Kontaktmetamorphose in Hornfelse mit Andalusit, Staurolith und Sillimanit umgewandelt. Einer der Gänge SW von Pinzolo läßt deutliche Salbandverdichtung erkennen.

2. Schollen der Rendenaschiefer im Sabbionediorit.

Einschlüsse der Schiefer im Diorit sind im lokalen Teile von folgenden Stellen beschrieben: Val Seniciaga unterhalb des Germenicabaches; zwischen Campo und Caladino; Block in der Grundmoräne oberhalb des Ortes Borzago; Ausgang der Val di Borzago.

3. Injektion und Resorption.

Ebenso wie wir es schon bei dem Tonalitmassiv kennen gelernt haben, sind diese beiden Phänomene auf vereinzelte Stellen der Massivränder beschränkt. Sie erreichen nur selten eine größere Bedeutung. Wie im lokalen Teile ausführlich beschrieben wurde, sind es vor allen Dingen ein Aufschluß und ein Block am Hange oberhalb Caderzone. die weitgehende Injektionen aufweisen. Die Rendenaschiefer sind in dem Aufschluß „in einer kaum glaublichen Weise vollständig von Sabbionediorit injiziert und durchdrungen“. Aber auch die aus Rendenaschiefer und Hornblendegesteinen bestehenden Schollen, die in dem Diorit zwischen Campo und Caladino schwimmen, „sind von einem fast unglaublich komplizierten Netze von unregelmäßigen Adern des Sabbionediorites durchzogen. Umgekehrt scheint dieser stellenweise sehr viel Material der anderen Gesteine resorbiert zu haben. Doch ließ sich das letztere mangels guter Aufschlüsse nicht sicher nachweisen“ (pag. 165 dieser Arbeit).

Die Hornblendegesteine zeigen nun an dieser Stelle, in dem Block oberhalb Caderzone und in anderen Blöcken SW von Pinzolo nicht selten die Eigentümlichkeit, daß in Ermangelung von zusammenhangenden Adern des Diorites doch noch scheinbar isolierte, dem Schollengestein sonst fehlende große Feldspäte auftreten. Offenbar rühren auch sie von der Injektion her. Es ist natürlich eine Verbindung dieser isoliert erscheinenden Kristalle unter- oder oberhalb der Anschnittfläche mit dem Diorit anzunehmen. Dies, wenn ich mich recht entsinne, zuerst in der französischen Literatur beschriebene Phanomen zeigt besonders deutlich, wie dünnflüssig das injizierte Magma gewesen sein muß.

Hinsichtlich der Bedeutung, welche die Injektions- und Resorptionsphänomene beanspruchen können, verweise ich auf die bei der Besprechung des Tonalites (pag. 526 dieser Arbeit) gemachten Feststellungen.

4. Schlierenknödel – Lazerationssphäroide [1].

Der Sabbionediorit ist ganz unverhaltnismäßig ärmer an Schlierenknödeln als der Tonalit. Doch treten sie auch hier auf und sind im lokalen Teile ausdrücklich vom Lago di Lamola und von dem Wege zwischen Malga Caladino und Campostril zitiert.

5. Aplite und Pegmatite.

In dem Sabbionediorit treten normale Aplite und Pegmatite in Gängen auf. Im lokalen Teile sind einige Beispiele aufgeführt, ein Biotitpegmatitgang SW von Pinzolo; eine Reihe von Aplit- und Pegmatitgängen im Diorit des Sabbione-Gipfelkammes, darunter ein 1 *dm* mächtiger Aplitgang, der von einem dunklen Porphyritgang abgeschnitten wird: ferner ein 7 *cm* mächtiger Aplitgang beim Abstieg von der Malga di San Giuliano zum Campo Trentino; eine ganze Anzahl von Aplit- und Pegmatitgängen zwischen Caladino und Campostril.

Einen etwas anderen Charakter tragen die feinkörnigen, wohl auch aplitischen Gänge, die zwischen den beiden Malgagebänden in der Val Seniciaga sowohl die Rendenaschiefer wie den normalen Sabbionediorit durchbrechen. Ganz wesentlich verschieden aber ist das weiße bis hellgraue Gestein, „das auf der Südseite des Sabbione in so mächtigen Gangen vorkommt, daß ich mich im Felde erst nicht recht von seiner Aplitnatur überzeugen wollte. Ich halte ihn (sc. den Aplit) jetzt für eine Apophysenfazies des Sabbionediorites, möchte aber ein definitives Urteil über ihn erst nach Vollendung der mikroskopischen und chemischen Untersuchung abgeben" [2].

Dies Gestein tritt, wie im lokalen Teile eingehend geschildert ist, nicht bloß auf der Südseite des Sabbione, sondern auch zwischen Fogojard und S. Antonio an der Landstraße Campiglio-Pinzolo sowie auf der Westseite des Sabbione zwischen Fosadei und Cioca auf. Es umschließt an einer Stelle des Tälchens von Giustino eine Scholle von Rendenaschiefer und bildet an einer anderen Gänge in ihm. (Vergl. Fig. 42, pag. 155). Seine intrusive Natur ist dadurch sicher bewiesen. Auffällig ist aber seine Machtigkeit und Häufigkeit. In den südlichen Hängen des Sabbione tritt, wie auf pag. 155 beschrieben, der Rendenaschiefer stellenweise ganz zurück, so daß man nicht mehr den Eindruck hat, als ob es sich um Gange handle, sondern an ein Aplitmassiv denken möchte. Allerdings beruht das zum Teil sicher darauf, daß die Schiefer viel rascher verwittern und daher weniger hervortreten als der mechanisch wie chemisch sehr widerstandsfähige Aplit.

Das Auftreten größerer Massen dieses Gesteins am Westhange des Sabbione zwischen dem Hauptgebiet des Rendenaschiefers und dem des eigentlichen Diorites legt übrigens die Vermutung nahe, daß es sich dort als Grenzfazies des Dioritmassives einschiebt. Doch reichen meine Beobachtungen nicht zur sicheren Entscheidung der Frage aus.

6. Dunkle Ganggesteine.

Dunkle porphyritische Ganggesteine sind schon von Teller [3]) in sehr großer Zahl im Sabbionediorit des Corno alto nachgewiesen und von Foullon [4]) als Quarzglimmerporphyrite beschrieben worden. Ich selbst sammelte, 1891, nahe der Malga San Giuliano den von Riva [5]) be-

[1]) Vergl. über diesen Ausdruck und über die Entstehung dieser Gebilde pag. 512.

[2]) Diese Arbeit pag. 154.

[3]) 1886, pag. 717—723.

[4]) 1886, pag. 758—764.

[5]) 1896, I, pag. 195.

schriebenen Gang und habe im lokalen Teile dieser Arbeit zahlreiche Vorkommnisse aus dem Corno alto-Massiv und dem eigentlichen Sabbionegebiet angeführt. In diesem hatte schon Vacek Porphyrite erst in Blöcken [1]), später auch anstehend [2]) nachgewiesen. Die drei von ihm beobachteten Gänge treten aber im Bereiche der Schiefer, nicht des Diorites selbst auf. Ich fand Gänge auch in diesem und habe bereits angeführt, daß einer von ihnen auf dem Gipfelkamm des Sabbione einen Aplitgang abschneidet, also deutlich jünger ist.

Es hatte keinen Sinn, die Porphyrite des Sabbione und Corno alto getrennt von denen des Tonalitmassives zu behandeln, da sie mit diesen petrographisch gut übereinstimmen. Ich verweise also hier nur auf den besonderen Abschnitt über sie.

7. Klüftung.

Der Sabbionediorit besitzt ebenso wie der Tonalit eine ausgesprochene Absonderung; und es würde hier jedenfalls bei der geringen Ausdehnung der Massen viel leichter als bei jenem sein, das Gesetz der Kluftanordnung zu erkennen. Indessen reicht die Zahl meiner Begehungen nicht annähernd dazu aus. Einzelne Beobachtungen sind im lokalen Teile angeführt. (Vergl. pag. 161.)

8. Schieferung.

Südlich von Niaga ist der Sabbionediorit stellenweise schieferig entwickelt, so daß ein dem Tonalitgneis entsprechender Dioritgneis entsteht. Nähere Untersuchungen über die Natur dieser Schieferung stehen noch aus.

9. Das Verhalten des Sabbionediorites zum Tonalit.

Der abweichende petrographische Habitus unseres Gesteines im Verhaltnis zum Tonalit ist schon von Lepsius, Teller und Vacek richtig erkannt worden. Es sind vor allem das gänzliche Fehlen der Hornblende, die geringen Dimensionen der Biotitkristalle, die starke Beteiligung des Quarzes und die Größe der Feldspatkörner, die makroskopisch den Diorit von dem Tonalit unterscheiden. Dazu kommt an vielen Stellen das Auftreten von Muskovit, sei es nun als primärer, sei es als sekundärer Gemengteil [3]). Übergange zwischen den beiden Gesteinen scheinen ganz zu fehlen, auch wo sie, wie in Val Seniciaga und am Ausgange der Val di Genova, in geringer Entfernung von einander auftreten. Im obersten Meledriotale grenzen sie sogar unmittelbar aneinander, sind aber wohl nicht in primärem Kontakt, so daß dort das Fehlen von Übergängen, Einschlüssen oder Apophysen nichts beweist [4]).

So schloß ich 1901 meine Betrachtungen über diese Frage mit dem Satze: „Ich glaube infolgedessen, daß die beiden Gesteine nicht in einem syngenetischen Verbande zu stehen brauchen und halte einen beträchtlichen Altersunterschied für möglich. Vielleicht wird es noch bei den Revisionstouren gelingen, durch weitere Begehungen des Südgehänges der Val di Genova zwischen Pinzolo und Val Seniciaga Gänge oder Einschlüsse des einen Gesteines im anderen zu entdecken [5]).

[1]) Vacek bei Teller, 1886, pag. 722, v. Foullon, l. c. pag. 773.

[2]) Vacek, 1898, pag. 202.

[3]) Man vergl. daruber auch Salomon, 1901, pag. 731.

[4]) Vergl. Salomon, 1901, pag. 181.

[5]) L. c. pag. 731—732.

1904 gelang es mir nun, südwestlich von Pinzolo an mehreren im lokalen Teile genau beschriebenen Stellen zahlreiche große und kleine Schollen von Hornblendegestein als echte, von Apophysen injizierte Einschlüsse im Sabbionediorit des Corno alto aufzufinden (pag. 164—165). Diese Hornblendegesteine sind am Wege nach Niaga gut zu studieren und ähneln dort zwar nicht dem typischen Kerntonalit, wohl aber bestimmten anderen Tonalitvarietäten, die im Adamellogebiet gar nicht selten große Massen zusammensetzen. Die Ähnlichkeit wird stellenweise so groß, daß man sie vielleicht als identisch ansehen darf. „Das Korn der Schollengesteine wechselt in weiten Grenzen. Sehr feinkörnige Varietäten sind ebenso vertreten wie sehr grobkörnige, mit Hornblenden von 3—4 *cm* Länge. Meist sind die Hornblenden lang prismatisch, beziehungsweise nadelförmig entwickelt, aber zwischen Campo und Caladino sammelte ich auch Varietäten mit kurzen, gedrungenen, dicken Hornblenden, wie sie im typischen Kerntonalit aufzutreten pflegen. Doch kann ich nicht sagen, daß die betreffenden Gesteine völlig mit dem Kerntonalit übereinstimmten." Was die Größe dieser Schollen betrifft, so fand ich sie zum Teil faustgroß und kleiner, zum Teil aber mehrere Kubikmeter umfassend, ja häusergroß.

Über die Deutung der Schollen ist bereits auf pag. 164 dieser Arbeit verhandelt worden. Es können wohl nur drei Deutungen in Frage kommen. Entweder es handelt sich hier um Einschlüsse von Tonalit, der dann als das ältere Gestein aufzufassen wäre. Oder es sind Urausscheidungen des Sabbionediorites selbst; oder endlich es sind fremde, exogene Einschlüsse, die einem dritten unbekannten, noch in der Tiefe verborgenen Gestein entnommen sind.

Die erste Annahme scheint mir zurzeit am meisten für sich zu haben. Für sie spricht nicht nur die petrographische Beschaffenheit der Gesteine, sondern auch ihr Auftreten in der Nähe der Tonalitgrenze, ihr Fehlen an dem vom Tonalit entfernten Sabbione. Freilich stimmt aber der petrographische Habitus der Schollengesteine nicht völlig mit dem des normalen Tonalites überein.

Gegen die zweite Annahme spricht die zum Teil riesige Größe der Schollen, ihre petrographische Beschaffenheit, die sie von den Schlierenknödeln desselben Gesteines scharf unterscheidet und ihre ganz unregelmäßige Verteilung innerhalb der Massive.

Die dritte Annahme erscheint, wie ich schon auf pag. 164 (unten) ausgeführt habe, „sehr gesucht, hat aber eine kleine Stütze in dem Auftreten von Geröllen ähnlicher Hornblendefeldspatgesteine in dem Permkonglomerat der Val di Breguzzo".

Wir sehen also, daß bis zum heutigen Tage eine sichere Entscheidung darüber, ob der Tonalit älter oder jünger als der Sabbionediorit ist, noch nicht gefällt werden kann, wenn auch das erstere recht wahrscheinlich ist.

Über die Lagerungsform des Sabbionediorites wird in dem tektonischen Kapitel des dritten Heftes gesprochen werden.

C. Gangförmige dunkle Eruptivgesteine (= „Porphyrite“ [1]).

Es liegt außerhalb des Rahmens dieser Arbeit, eine petrographische Charakteristik der ungeheuer zahlreichen und zu einem erheblichen Teile noch nicht genauer untersuchten Vorkommnisse dieser Gesteine zu liefern. Dagegen dürfte es angezeigt sein, eine Übersicht über ihr Auftreten zu geben und auch kurz die einschlägige Literatur anzuführen. Der erste, der porphyritische Gänge aus der Adamellogruppe beschrieb, dürfte G. vom Rath gewesen sein (1864). Später wurden Beobachtungen über sie hauptsächlich von Raggazoni (1875), Lepsius (1878), Stache (1879—1880) und Guembel (1880) mitgeteilt. Aber erst die geologische Veröffentlichung Tellers (1886) zusammen mit der petrographischen Bearbeitung v. Foullons (1886) gab ein vollständigeres Bild von der Mannigfaltigkeit der innerhalb der Gruppe vertretenen Typen und von der Art ihres Auftretens. Dies Bild wurde durch die Aufsammlungen und Beschreibungen des Verfassers (1890) Cozzaglios (1894), R. Montis (1894) und namentlich durch die Veröffentlichungen Rivas (1896, I und 1897) noch sehr wesentlich erweitert. Eine gute tabellarische Übersicht des bis 1896 erreichten Beobachtungsstandes findet sich bei Riva, 1896, I pag. 223 u. f. Aber seitdem habe ich auf zahlreichen Begehungen soviel neues und auch wichtiges Material gesammelt, daß eine neue zusammenfassende Bearbeitung wohl angebracht wäre und auch demnächst von mir in Angriff genommen werden soll. An dieser Stelle gebe ich ähnlich wie Riva in tabellarischer Form eine möglichst vollständige Übersicht über die mir bekannten und die von anderer Seite beschriebenen Vorkommnisse. Die Anordnung entspricht, soweit wie möglich, der Reihenfolge der lokalen Beschreibungen im ersten Teile der Arbeit, das heißt sie beginnt im SW in der Gegend von Breno, geht Oglio-aufwärts bis zum Tonale, über diesen hinüber nach Dimaro, Pinzolo, an der Judikarienlinie entlang bis in die Gegend von Creto und dann quer über das Gebirge nach Breno zurück. Unter der Rubrik „Bezeichnung“ sind die Namen angegeben, welche von den Autoren der betreffenden Untersuchungen benützt wurden, außerdem aber gelegentlich auch Angaben über den Erhaltungszustand, die Farbe usw. Unter „Literatur“ ist bei allen im lokalen Teile dieser Arbeit erwähnten Vorkommnissen die Seitenzahl angegeben, außerdem aber möglichst vollständig die ältere Literatur. Die genaueren Titel ergeben sich auch hier aus dem Literaturverzeichnis auf pag. 9—14.

Wo es möglich war, habe ich in der vorletzten Abteilung auch die Nummer der betreffenden Stücke auf meinen Sammlungsetiketten angegeben, damit es bei der petrographischen Bearbeitung mir oder im Falle meines Todes anderen möglich sei, die Stücke zu identifizieren.

[1]) Hinsichtlich der Bezeichnung „Porphyrite“ vergl. man das auf pag. 5 Gesagte. Auch der Ausdruck „dunkel“ ist insofern nicht ganz korrekt, als dadurch nur die Aplit- und Pegmatitgänge ausgeschlossen werden sollen. Einige der Vorkommnisse sind aber ziemlich hell in der Farbe.

Tabellarische Übersicht

über die mir bekannten und die von anderer Seite beschriebenen Vorkommnisse.

Örtlichkeit	Bezeichnung	Geologische Orientierung und Mächtigkeit	Nebengestein	Aufsammler	Literatur	Ort, wo sich die Originale befinden, bezw. Nummer meiner Sammlung [1])	Bemerkungen
1. Nahe Breno.	—	? Lagergang (? flach NNW-fallend).	Esinokalk.	Salomon.	pag. 28 dieser Arbeit. ? Cozzaglio 43 (dort als NNW-streichend aufgeführt).	98 IX. 1. (Heidelberg.)	[1]) Diejenigen Stücke, welche vor 1897 gesammelt sind, befinden sich in Pavia, die später gesammelten Stücke vorläufig noch in meinem Besitz.
2. An der Straße Breno—Bienno, oberhalb Breno.	—	NNW-Streichen.	Esinokalk.	Cozzaglio.	Cozzaglio 43. Riva **96.** I. 226.	Pavia.	Identisch mit dem vorhergehenden?
3. Westlich von Breno.	—	Mehrere Gänge, die wie die Schichten NO streichen.	?	Cozzaglio.	Cozzaglio 39.	Pavia.	—
4. Halbwegs zwischen Bienno und Prestine.	Stark verwittert	Steil, NNW-streichend, durch Verwerfung verschoben, nicht ganz $^1/_2$ *m.*	Unterer Muschelkalk.	Salomon.	pag. 28, von Riva nicht beschrieben.	98. IX. 6 (Heidelberg.) 95. IX. 4. (Pavia).	—
5. Colombera. Ogliotal.	Quarzhornblende-porphyrit. (Riva 96. I.)	Lagergang mit Gabelung, etwas weniger als 1 *m.* Flaches NO-Fallen.	Unterer Muschelkalk.	Salomon.	pag. 39. Fig. 3. Riva **96.** I 182. 226.	95. X. 6. (Pavia.)	Bei Riva 96. I. als „bei Cogne" aufgeführt.

6. Ogliobrücke bei Esine. (Cozzaglio zitiert mehrere Gänge von hier).	Quarzhornblende-porphyrit. (Riva 96. 1.) Odinit. (Riva 97.)	Mittel N-fallender Lagergang (nach Cozzaglio die Schichten ganz spitzwinklig schneidend) mit einem Haken. Schmal.	Unterer Muschelkalk.	Cozzaglio. Salomon	pag. 39, Fig. 4 Cozzaglio 39. Monti 62. Riva **96**. I. 186. 205, 226. **97**. 25.	95. X 7. (Pavia.)	—
7. Oberhalb Pian di Borno.	Grün.	—	In den Raibler Schichten, aber nicht mehr im Hauptdolomit.	Cozzaglio.	Cozzaglio 40 Riva **96**. I. 226.	Pavia.	—
8. Malegno.	—	NS-Streichen (?).	—	Cozzaglio.	Cozzaglio 39. Riva **96**. I. 226.	Pavia.	—
9. Bei Lozio (der mächtigere Gang bei Sucinva).	—	2 Gänge, 20 und 40 *cm*, NNW-Streichen. Schneiden Schicht-antiklinalen.	—	Cozzaglio.	Cozzaglio 39 und Taf. I. Riva **96**. I. 226.	Pavia.	—
10. Unterhalb des Gipfels von Pratorotondo.	—	—	Esinokalk.	Cozzaglio	Cozzaglio 39. Riva **96**. I. 226.	Pavia.	—
11. Südlich von Losine.	Grün.	Blöcke.	—	Cozzaglio.	Cozzaglio 39 Riva **96**. I. 226	Pavia.	—
12. Valle di Losine, zwischen Gibezza und Dosso Croce.	Grün.	Fast parallel den Schichten.	Muschelkalk	Cozzaglio.	Cozzaglio 39. Riva **96**. I. 226.	Pavia	—
13. Val Corni Marci bei Losine.	—	NO-streichend, steil NW-fallend	Wengener Schichten.	Salomon.	pag. 40.	98. XIV. 2. (Heidelberg.)	—

Örtlichkeit	Bezeichnung	Geologische Orientierung und Mächtigkeit	Nebengestein	Aufsammler	Literatur	Ort, wo sich die Originale befinden, bezw. Nummer meiner Sammlung	Bemerkungen
14. Val Corni Marci bei Losine, höher.		N 85 O-Streichen, steiles N-Fallen, mehrere Meter mächtig.	Wengener Schichten N 85 W streichend, 65° S-fallend	Salomon.	pag. 40.	93. XIV. 3. (Heidelberg)	-
15. Malga di Plagne, zwischen Astrio und Niardo.	—	ONO Streichen?	„Schwarze Kalke".	Cozzaglio.	Cozzaglio 43. Riva **96.** I. 226	Pavia	Vielleicht identisch mit dem folgenden?
16. Zwischen Astrio und Casa Porcile, nicht hoch über der Santella di Degna.	—	Salband-verdichtung.	Muschelkalk.	Salomon.	Diese Arbeit pag. 42, Fußnote 1.	Heidelberg.	—
17. Val di Fa, rechtes Ufer.	Zur Bestimmung zu zersetzt. (Riva.)	N 80 O-Streichen, mittleres N-Fallen, 2 *dm* mächtig.	Tonalit.	Salomon.	pag. 42. Riva **96** I. 223 u. 226.	95. XIX. 4. (Pavia.)	—
18. Bei Niardo, längs des Weges, der zum Tal führt.	—	—	„Schwarze Kalke" (offenbar Muschelkalk Salomon).	Cozzaglio.	Cozzaglio 43. Riva **96.** I. 226.	Pavia.	—
19. Unterer Teil von Val del Re.	(Hell.)	Steiles NW Fallen (nicht gefaltet!)	Gefalteter unterer Muschelkalk.	Salomon.	pag. 43.	98. XI. 7. (Heidelberg)	—
20. Val di Cobello oberhalb Case Foppe.	—	60° N-Fallen.	Triasmarmor, N 25 W-streichend, steil O-fallend.	Salomon.	pag. 44.	02. V. 1. (Heidelberg.)	—

21. Case della Nes, nördlich Val di Cobello.	Quarzhornblende-porphyrit. (Riva 96. I.) Odinit. (Riva 97.)	$2^1/_2$ *m* mächtig.	Dipyrkalke des Muschelkalkes, steil SO-fallend.	Salomon.	pag. 45. Riva **96.** I. 181, 226. Dünnschliffbild Taf. IX, Fig. 1. Riva **97.** 25.	Pavia.	—
22. Mignone bei Breno.	Quarzhornblende-porphyrit.	Lagergang.	Metamorphe Trias.	Salomon.	Riva **96.** I. 183, 226.	Pavia.	—
23. „Pallobiatal".	Quarzglimmer-porphyrit (v. Foullon). Quarzhornblende-porphyrit (Riva 96. I.)	—	Metamorphe Trias.	Stache.	Teller 722. v. Foullon 758, 776. Riva **96.** I. 203, 226.	Wien.	—
24. Val Pallobia, N-Seite, wenig unterhalb der Brücke.	—	N 75 O-Streichen, steil S-Fallen. Etwas über 1 *m*. Ungefaltet!	Gefalteter unterer Muschelkalk, etwas metamorph.	Salomon.	pag. 46.	02. XIII. 12. (Heidelberg.)	—
25. Nigula.	—	N 33 O-Streichen. Saiger, 1 *dm*.	N 35–45 O-streichender, in steile Zickzack-falten geworfener unterer Muschel-kalkmarmor.	Salomon.	pag. 47.	02 XIII. 1. (Heidelberg.)	—
26. Nigula.	—	N 5 O-Streichen, ganz steiles W-Fallen, 2 *dm*.	Ebenso.	Salomon.	pag. 47.	02 XIII. 2. (Heidelberg.)	—

Örtlichkeit	Bezeichnung	Geologische Orientierung und Mächtigkeit	Nebengestein	Aufsammler	Literatur	Ort, wo sich die Originale befinden, bezw. Nummer meiner Sammlung	Bemerkungen
27. Untere Val Pallobia. S Seite.	—	N—S-Streichen, saiger. 3 *dm.*	Unterer Muschelkalk mit N 55 O-Streichen und steilem N-Fallen.	Salomon.	pag. 47.	92. XIII. 3. (Heidelberg.)	—
28. Cedegolo.	—	O-W-Streichen (?)	Glimmerschiefer (Cozzaglio.)	Cozzaglio.	Cozzaglio 31.	Pavia.	—
29. Oberhalb und unterhalb Grevo.	Hornblendeporphyrit.	2 Gänge. O-W(?)-Streichen.	Glimmerschiefer (Cozzaglio.)	Cozzaglio.	Cozzaglio 31 Monti 48—49. Riva **96.** I. 204, 225.	Pavia.	
30. 3 Gänge zwischen Grevo und der Chiesa della Deria.	1. und 2. Hornblendeporphyrite (Riva.)	1. N 25—30 W-Streichen, mittel W-Fallen, 70 *cm.*	1. N 80 O-streichende, mittel S-fallende Phyllite.	Salomon.	pag. 52.	95. XXII. 2. (Pavia.)	—
		2. N 55 O-Streichen, 52° – S-Fallen. $^1/_2$ *m.* Schneidet die Phyllite spitzwinklig.	2. Ebenso.	Salomon.	Riva 96. I. 191, 225.	95. XXII. 3. (Pavia.)	—
	3. Zu zersetzt zur Bestimmung.	3. NO-Streichen, anscheinend steil. 2 *m.* An den Rändern reich an Einsprenglingen, in der Mitte arm daran	3. Ebenso.	Salomon.		95. XXII. 4. (Pavia.)	—

31. Edoloschiefer. W.-Seite der Val Camonica, nördlich Capo di Ponte.	Zu zersetzt zur Bestimmung. (Riva.)	N 65 O-Streichen. saiger. $1\frac{1}{2}$ 2 *m*.	Stark gefaltete, im Großen N 60 80 W-streichende, steil S-fallende Edoloschiefer.	Salomon.	pag. 53 Riva **96**. I. 222. 226.	94. VI. 10. (Pavia.)	—
32. Oberhalb des Monastero di Capo di Ponte.	—	O—W-Streichen.	Glimmerschiefer (Cozzaglio.)	Cozzaglio.	Cozzaglio 30.	Pavia.	—
33. Malga Garsonel unterhalb des Lago d'Arno.	Spessartit (Riva.)	O — W-Streichen. 60° S-Fallen. $1\frac{1}{2}$ *m* mächtig. Lagergang.	Edoloschiefer.	Salomon.	pag. 61. Riva **97**. 22.	94. IX 12 (Pavia.) 04 XI. 1. (Heidelberg.)	—
34. Zwischen Seriobrücke und Malga Volano (3 Gänge.)		Loser Moränenblock mit 3 parallelen Gängen in ganz geringem Abstand. Vergl. Fig. 14.	Tonalit.	Salomon.	pag. 63. Fig. 14 auf pag 62.	98. XII. 2. (Heidelberg.)	—
35. Malga del Marmo, am Badile. 2 Gänge, der eine älter, der andere jünger als der Tonalit.	Quarzhornblendeporphyrit (Riva 96. I.) Odinit. (Riva 97.)	15 - 20 *cm*.	Esinomarmor, der zweite Esinomarmor und Tonalit	Cozzaglio.	Cozzaglio Taf. I. Riva **96** I. 182. 226. Dünnschliffbild Taf. VI, Fig. 3. Riva **97**. 25.	Pavia.	? Identisch mit zwei der folgenden.
36. Badilehang bei der Malga di Marmo.	— (Grün)	Schmal, steilstehend.	Tonalit.	Salomon.	pag. 64.	98. XIII. 1. (Heidelberg.)	

Örtlichkeit	Bezeichnung	Geologische Orientierung und Mächtigkeit	Nebengestein	Aufsammler	Literatur	Ort, wo sich die Originale befinden, bezw. Nummer meiner Sammlung	Bemerkungen
37. Badilehang bei der Malga di Marmo.	(Grün.)	Schmal, steilstehend, vielleicht Fortsetzung des vorigen.	Esinomarmor	Salomon.	pag. 64. Fig. 16 *e* auf pag. 63.	—	—
38. Ebenso.	(Rotbraun verwitternd.)	Schmal, etwas weniger steil.	Esinomarmor.	Salomon.	pag. 64, *d* in Fig. 15 und 16.	98. XIII. 2. 3. (Heidelberg.)	
39. Redole.	Ganz verwittert.	—	Zellenkalk.	Salomon.	pag. 65.	—	—
40. Bei der Brücke von Paspardo — Cimbergo und östlich Paspardo.	Quarzhornblendeporphyrit	NNO-Streichen.	Werfener Schichten	Cozzaglio	Cozzaglio 43. Monti 52. Dünnschliffbild Taf. III. Fig. 1. Riva 96. I. 205. 226.	Pavia	
41. Paspardo. Zwischen dem Ort und den Baite Rovinada.	Zu zersetzt zur Bestimmung. (Riva.)	N 20 W-Streichen, fast saiger	N 60 W-streichende, SW-fallende Werfener Schichten.	Salomon	pag. 55. Riva 96. I. 222.	94. VII. 2 (Pavia.)	—
42. Bei Paspardo.	Hornblendeporphyrite (Monti) Riva 96. I. ? Odinit. [Riva 97 [1])]	2 Gänge. NO-Streichen.	Werfener Schichten und Perm, der eine auf über 2 *km* zu verfolgen	Cozzaglio	Cozzaglio 43. Nr. 1 und 3. Monti 50. 51. Riva 96. I. 205, 226. ? 97. 25.	Pavia.	[1]) Es ist fraglich, ob sich die Bezeichnung „Val Zumella“, 97. 25 auf diese Gänge bezieht.

43. Nördlich Paspardo.	—	N 70 W-Streichen. 70° N-Fallen	N 15 W-streichende, steil W-fallende Werfener Schichten	Salomon.	pag. 66.	02. XIV. 8. (Heidelberg.)	—
44. Lago d'Arno, zwischen Casa della Finanza und Fischerhütte.	Quarzglimmerhornblendeporphyrit. (Riva 96. I.)	Nur in Blöcken gefunden.	N 80 W-streichende, fast saigere Werfener Schichten (Nach Riva Permsandstein.)	Riva-Salomon.	pag. 71 Riva 96. I. 200 Dunnschliffbild, Taf VII, Fig. 5.	(Pavia.)	
45. Zwischen Passo della Porta und Lago d'Arno	Quarzhornblendeporphyrit. (Riva 96. I.) Odinit. (Riva 97.)	Bruchstücke. Gang offenbar sehr schmal.	Tonalit	Salomon	pag. 55. Riva 96. I. 183. 225. 97. 25.	94. VII. 4. (Pavia.)	—
46. Ebenso, etwas tiefer.	Ebenso (Verwittert.) (Riva 96. I.) Odinit. (Riva 97.)	N 40 O Streichen. 2—3 *dm* mächtig [1])	Tonalit.	Salomon	pag. 55. Riva 96. I. 183. 225. 97. 25.	94. VII. 5. (Pavia.)	[1]) Bei Riva aus Versehen „2—3 *m*"
47. Südufer des Lago d'Arno.	Dioritporphyrit (Riva.)	Viele lose Blöcke.	Tonalit.	Salomon	pag. 55—56. Riva 96. I. 225. ? Riva 97. 20. (Analyse.)	94. VII. 6. (Pavia.)	—
48. Südufer des Lago d'Arno	Glimmer-Pyroxen-Dioritporphyrit. (Riva 97.)	Blöcke, von Wildbach transportiert, unterhalb des Frisozzogletschers.	Tonalit.	Riva.	Riva. 97. 4.	Pavia.	—
49. „Vedretta di Lago d'Arno."	Quarzhornblendeporphyrit.	—	Tonalit	Stache.	Teller 722. v. Foullon 772. Riva 96. I. 221. 225.	Wien.	—

Örtlichkeit	Bezeichnung	Geologische Orientierung und Mächtigkeit	Nebengestein	Aufsammler	Literatur	Ort, wo sich die Originale befinden, bezw. Nummer meiner Sammlung	Bemerkungen
50. Sabbioneragipfel (größere Anzahl von Gängen).	Hornblendedioritporphyrite, Malchit und Spessartite. (Riva.)	Zum Teil gegabelt	Zum Teil Marmor, zum Teil zwischen Tonalit u. Marmor, zum Teil Tonalit	Riva	pag. 71 Riva 97. 4 u. f	(Pavia.)	—
51. Westlich des Passo del Campo (größere Anzahl von Gängen).	Quarzglimmerhornblendeporphyrite. Malchite (Riva 96. I.) Spessartite. (Riva 97.)	Schmal	Perm. nach Riva auch Tonalit (? zum Teil pradonalitisch.)	Riva und Salomon	pag. 72 Riva **96**. I. 199. Dünnschliffbild Taf. VII, Fig. 4. Riva **97**. 5, 20 (Analyse), 21.	Pavia.	—
52. Zwischen Lago di Campo und Malga Ervena. Val di Fumo.	Hornblendeporphyrite.	2 Gänge, wenige Dezimeter mächtig.	Tonalit.	Riva-Salomon	Riva **96**. I. 192, 225.	Pavia.	—
53. Auf dem Wege zum Passo di Casinelle, oberhalb Malga Bissina. Val di Fumo.	Quarzporphyrit (v. Foullon) Quarzhornblendeporphyrit (Riva 96. I.)	—		Stache.	Teller 722. v. Foullon 764, 776 Riva **96**. I. 204, 225.	Wien.	—
54. SO-Seite des Ignagapasses (zahlreiche Gänge).	Hornblendeporphyrite. Diabase (? (Riva 96. I.) Spessartite. ? kontaktmetamorphe veränderte Diabase. (Riva 97.)	Schmal. Ein Gang N 50 O-streichend, zum Teil durch Verwitterung rinnenartig vertieft.	Kontaktmetamorphe Edoloschiefer.	Riva-Salomon	pag. 82. Riva **96**. I. 225. 198, 217, 218. Dünnschliffbild eines Diabases Taf. VIII, Fig. 3. Riva **97**. 22.	Pavia.	—

55. Andrista bei Cedegolo. (Bei Riva 96. I.: Zwischen Andrista und Isola.)	Hornblendeporphyrit, sehr zersetzt. (Riva.)	Nicht anstehender Block	(? wohl Rendenaschiefer.)	Riva-Salomon.	pag. 83. Riva **96** I. 191.	Pavia.	—
56. Trichero am M. Marsèr (Bei Riva 96. I. als Passo del Coppo bezeichnet.)	Quarzglimmerporphyrit. (Riva.) Quarzglimmerhornblende Dioritporphyrit. (Riva 97.)	N 75 O-Streichen, 70–75° N-Fallen, 70–150 *cm* mächtig. (Nimmt im Streichen Hornblende auf.)	Kontaktmetamorphe kristalline Schiefer (? Rendenaschiefer) mit N 26–35 W-Streichen und steilem O-Fallen	Riva-Salomon	pag. 86 Riva **96**. I. 206, 225. Dünnschliffbild Taf IX, Fig. 5. Riva **97**. 14.	— Pavia	
57. N-Seite des Cappettopaßes, Kamm westlich des Paßes und Hang des Paßes gegen Val Saviore (zahlreiche Gänge; vier anstehend).	Quarzglimmerhornblendeporphyrite, Hornblendeporphyrite, Glimmerporphyrite „Diabase (?)". (Riva 96. I.)	Ein Gang N 30 W., ein anderer N 40 W-streichend, Rest unbekannt, zum Teil nur in Blöcken	Metamorphe Phyllite. (Riva.)	Riva und Riva Salomon.	pag. 87 Riva **96** I. 198, 211, 217, 225. Dünnschliffbild des „Diabas (?)" Taf. VIII. Fig 2.	— Pavia.	—
58. Lago gelato del contatto (Baitone). (4 Gänge.)	— Dunkel, sehen wie Glimmerschiefer aus. Schieferung ‖ dem Salband (Protoklase ?)	Im Maximum $^1/_2$ *m* mächtig. Transversal zur Schieferung der Gneisse. Von Apophysentonalit durchsetzt. Einschlüsse von ihnen im Apophysentonalit. Prätonalitisch kontaktmetamorph?	Rendenaschiefer (Gneisse.)	Salomon	pag. 91	Nr. 510, 512–515 (Heidelberg.)	

Örtlichkeit	Bezeichnung	Geologische Orientierung und Mächtigkeit	Nebengestein	Aufsammler	Literatur	Ort, wo sich die Originale befinden, bezw. Nummer meiner Sammlung	Bemerkungen
59. Bocchetta dei Laghi gelati (3000 *m*) gegen Val d'Avio.	Dioritporphyrite s. str.	Mehrere Gänge, ungefähr $^{1}/_{2}$ *m* mächtig. Einer an der Bocchetta mit N 15 W-Streichen und starker Neigung nach Osten, ein anderer tiefer gegen den Pantano d'Avio mit N—S-Streichen.	Tonalit.	Riva.	Riva 97. 4, 6.	Pavia.	—
60. Ostseite des Corno delle Granate, Schutthalden am Fuße.	(?kontaktmetamorph.)	Nichtanstehend.	Offenbar Perm.	Salomon.	—	Nr. 499. (Heidelberg.)	—
61. Conca Baitone, wenig unterhalb des „Lago Baitone". (Ist der Lago grande gemeint?).	Quarzglimmer-hornblende-Dioritporphyrit. (Riva 97.)	Blöcke.	? Tonalit.	Riva.	Riva 97. 4.	Pavia.	—
62. Conca Baitone, auf dem Wege von der Klubhütte über die Laghi gelati zum Corno di Baitone.	Vintlite (Übergangsform zwischen Dioritporphyrit und Odinit.) (Riva 97.)	Mehrere Gänge.	? Tonalit.	Riva.	Riva 97. 5, 6.	Pavia.	—

63. Wenig oberhalb des Lago lungo di Baitone.	Quarzglimmerhornblende-Dioritporphyrit.	Blöcke	?	Riva.	Riva 97. 12.	Pavia.	—
64. Lago grande del Baitone.	—	ONO Streichen, steile Stellung.	Rendenaschiefer.	Salomon.	pag. 95.	Nr. 518. (Heidelberg.)	—
65 Westseite der Forcella di Durello. (Zahlreiche Gänge.)	— (? 465 kontaktmetamorph.)	Nur in Blöcken gefunden.	Rendenaschiefer.	Salomon.	pag. 97.	Nr. 465–469. (Heidelberg.)	—
66 Schattbahlen des M. Enrico Magnolo in Val Malga.	Nach Riva (96. I). Hornblendedioritε, Quarzhornblendeporphyrite, Quarzglimmerhornblendeporphyrite, Hornblendeporphyrite, Glimmerporphyrite, nach Riva (97), zum Teil Odinite und Spessartite.	Nur in Blöcken.	Edoloschiefer.	Riva-Salomon und Riva.	pag. 97. Riva 96. I. 224 u. 173. 174. 180. 183. 185. 187. 190. 213; 97. 22 u. 25.	Pavia.	
67. Val Rabbia bei Rino	Hornblendeporphyrit (Riva 96. I.) Odinit (Riva 97).	Wenig mächtig.	Kontaktphyllite.	Riva.	Riva 96. I. 197, 224; 97. 25.	Pavia.	—
68 Zwischen Rino und Garda.	Hornblendeporphyrit (v. Foullon und Riva.)	Nicht viel weniger als 3 *m*. In der Nähe der Salbänder weniger Einsprenglinge als in der Mitte	Permische Serizitschiefer (gequetschter Quarzporphyr). (Bei Riva „Phyllite“.)	Stache, Riva, Salomon	pag. 98. Teller 722. v. Foullon 772. Riva 96. I. 190 u. 225 Dünnschliffbilder, Taf. VII. Fig. 1 u. 2	Wien. Pavia.	—

Örtlichkeit	Bezeichnung	Geologische Orientierung und Mächtigkeit	Nebengestein	Aufsammler	Literatur	Ort, wo sich die Originale befinden, bezw. Nummer meiner Sammlung	Bemerkungen
69. Unterhalb Garda.	—	NO—SW-Streichen.	Glimmerschiefer (Cozzaglio).	Cozzaglio.	Cozzaglio, 31. Riva **96.** I. 225.	Pavia.	—
70. Dosso Fobbia (Val Malga).	Quarzhornblendeporphyrit (?) (Riva) sehr zersetzt.	N 50 O-Streichen, 60—70° S-Fallen Wenige Dezimeter mächtig.	Saigere, N 22 28 O-streichende permische Serizitschiefer.	Salomon.	pag. 99. Riva **96.** I. 222, zitiert zwei Gänge, wohl auf Grund meiner Etiketten. In meinem Tagebuch ist nur einer angegeben.	94. X. 2. Pavia.	
71. Zwischen Zassa und Malonnobrücke.	Augitführender Hornblendediorit, am Salband in Dioritporphyrit übergehend. (Riva.)	N 12 W-Streichen, steil W-Fallen Mehrere Meter mächtig.	Phyllite.	Salomon.	pag. 100 Riva **96.** I. 173, 175, 225. Dünnschliffbilder Taf. VI, Fig. 1 u. 2.	94. V 16—18. Pavia.	—
72. Noch näher gegen Zassa.	—	Scharfkantige Stücke, nicht anstehend.	Offenbar Edoloschiefer.	Salomon.	pag. 100.	94. V. 15. (Pavia.)	—
73. S. Zenone (Ogliotal bei Cedegolo).	Hornblendeporphyrit. (Monti, Riva.)	N 80 W-Streichen. 45° N-Fallen. 2 *m* mächtig. Parallel zu dem Gang Klüfte.	Edoloschiefer (? Rendenaschiefer), und zwar in O-streichenden, mittel N-fallenden Phylliten.	Cozzaglio, Salomon.	pag. 100—101. Cozzaglio 28, 31 und Taf. I. Monti 47. Dünnschliffbild, Taf. II, Fig. 2. Riva **96.** I. 204, 225.	94. VI. 6. (Pavia.)	—

74. Nordöstlich der Häuser Monte di Berzo.	NO—SW-Streichen.	Glimmerschiefer. (Cozzaglio.)	Cozzaglio	Cozzaglio 31.	Pavia.	—	—
75. Piano della Regina (viele Gänge). (Westabstürze, Scharte westlich des Gipfels und Monte Enrico Magnolo. Abstieg nach Cevo.)	Porphyrite und Quarzporphyrite (v. Foullon). Hornblendeporphyrit und Quarzglimmerhornblendeporphyrit. (Riva 96. 1.)	Teils N—S-, teils NW SO-Streichen. Sehr steile Stellung. Meist nur wenige Meter mächtig, einer 4 *m* mächtig.	Edoloschiefer (helle Glimmerschiefer, dunkle Phyllite, Gneisse), mit 50° nach S fallend	Teller.	pag. 102. Teller 86. 723–721. v. Foullon 86. 765. 768. 776. 777. Riva **96**. I. 204. 224.	Wien.	—
76. Valletta di Odecla bei der Malonnobrücke (Valle di Molbeno)	2 Gänge Hornblendeporphyrit (älter) und Glimmerhornblendeporphyrit (jünger).	1. W—O-streichend (?). 2. den ersten kreuzend.	Glimmerschiefer (Cozzaglio), (wohl identisch mit meinen Quarzlagenphylliten.)	Cozzaglio.	Cozzaglio 31. Monti 15–46. Dünnschliffbild, Taf. II, Fig. 1. Riva **96** I. 204. 224.	Pavia	—
77. Mignola	Quarzhornblendeporphyrit. (Riva 96. 1.)	?	Talkschiefer (Cozzaglio) (wohl gleich meinen Serizitschiefern).	Cozzaglio.	Cozzaglio 31. Monti 47. Riva **96**. I. 201. 224.	Pavia.	—
78. Monte Campione	—	Lagergang und außerdem noch ein zweiter Gang von unbekannter Orientierung	SSO-fallender Kalkstein.	Cozzaglio.	Cozzaglio 33, 38. Riva **96**. I. 225.	Pavia	

Örtlichkeit	Bezeichnung	Geologische Orientierung und Mächtigkeit	Nebengestein	Aufsammler	Literatur	Ort, wo sich die Originale befinden, bezw. Nummer meiner Sammlung	Bemerkungen
79. Kamm zwischen Passo Tinerli und M. Elto (3 Gänge).	1 und 3 Hornblendeporphyrit 2. Quarzhornblendeporphyrit. (Riva 96. I.)	1. Scharfkantige Stücke. 2. N 50 O-Streichen, schwach S-fallend. 3 Blöcke.	1. Offenbar Gang im Eltodolomit 2. Muschelkalk mit N 70 O-Streichen und schwachem S-Fallen. 3. Sicher im Eltodolomit aufsetzender Gang	Salomon.	pag. 106. Riva 96. I 182, 225	Pavia	—
80. Baite Plaureti e Fontaneti.	-	Blöcke eines offenbar mächtigen Ganges	?	Cozzaglio.	Cozzaglio 38. Riva 96. I. 225. ? Monti 62. „Monte Concarena".	Pavia.	—
81. Val Clegna, bei Pescarzo und Zeita.	Hornblendeporphyrite.	2 Gänge O—W- (?) Streichen.	Werfener Schichten	Cozzaglio.	Cozzaglio 37. Monti 50—56. Riva 96. I. 204—205, 225.	Pavia.	—
82. Pescarzo (bei Cozzaglio ist nur der eine vorher aufgeführte Gang genannt).	1. Quarzhornblendeporphyrit, 2 und 3. Hornblendeporphyrite.	3 Gänge 1. NNO Streichen	Werfener. Schichten.	Cozzaglio.	Cozzaglio? Monti 54—56. Riva 96. I. 205, 226.	Pavia	—
83. Forno von Cemmo, nicht weit vom Friedhof.	Hornblende porphyrit.	NO-Streichen	Werfener Schichten.	Cozzaglio.	Cozzaglio 37. Monti 49. Riva 96. I. 204, 226.	Pavia	—

84. Bei Cemmo am Friedhof, oberhalb Capo di Ponte.	Hornblende-porphyrit	> 1 *m* mächtig. WNW-Streichen, fast saiger.	Perm und Werfener Schichten.	Cozzaglio.	Cozzaglio 37. Monti 50. Riva **96.** I 204, 226.	Pavia	—
85. Westlich von der Kirche von Ono S. Pietro.	„Porphyrit“.	NW-Streichen.	Muschelkalk.	Cozzaglio.	Cozzaglio 38. Riva **96.** I. 226.	Pavia.	—
86. Oberster Teil des Tales von Ono S. Pietro im weißen Esinokalk des Concarena. (4 bei den Felsen von Natone.)	1 Augitporphyrit, 2—4 Hornblende-porphyrite.	4 Gänge O—W-Streichen, fast saiger, 3) mehr als 2 *m* mächtig. Schlägt einen NW-Haken. Alle sind bis zu 2500 *m* Höhe zu verfolgen.	Esinokalk.	Cozzaglio.	Cozzaglio 38. Monti 57—62. Dünnschliffbilder, Taf. III, Fig. 2 und Taf. IV, Fig. 1. Riva **96.** I. 205, 226.	Pavia	—
87. Valletta di Sonico (6 Gänge).	*a)* Hornblende-porphyrite und *b)* Quarzglimmer-porphyrite, zum Teil am Salband *b*, im Centrum a. (Salomon. Riva 96 I) zum Teil Spessartite (Riva 97).	Meist schmal, zum Teil einige Meter mächtig.	Edoloschiefer, zum Teil Rendena-schiefer.	Salomon.	pag. 114 u 124. Salomon **90.** 504, 549, 550. Riva **96.** I. 198, 211 Riva **97.** 22.	Pavia.	—
88. Val Moja bei Edolo, zwischen Pozzolo und Preda.	Porphyrit (v. Foullon), Hornblende-porphyrit. (Salomon. Riva 96. I.)	—	Rendenaschiefer.	Stache. Salomon	pag. 114. v Foullon **86.** 764, 776. Salomon **90.** 461. 550. Riva **96.** I. 197, 224. Analyse 197.	Wien. Pavia.	—

Örtlichkeit	Bezeichnung	Geologische Orientierung und Mächtigkeit	Nebengestein	Aufsammler	Literatur	Ort, wo sich die Originale befinden, bezw. Nummer meiner Sammlung	Bemerkungen
89. Mittlere Val Moja, oberhalb des Dioritstockes	Hornblende-porphyrit. Salomon. „Dioritporphyrit". (? Riva).	—	Edoloschiefer (metamorph).	Salomon	pag. 114. Salomon **90** 550. Riva **96** I. 224, 222?	Pavia	—
90. Mittlere Val Moja in den Ilmenitfrucht-schiefern des Dioritkontakthofes.	Hornblende-porphyrit Salomon. Riva 96 I. ? Odinit (Riva 97)	Ziemlich mächtig. Salband-verdichtung.	Ilmenitfrucht-schiefer (äußere Kontaktzone in den Edoloschiefern).	Salomon.	pag. 114. Salomon **90** 460, 550—551 Riva **96**. I. 188, 221 Dünnschliffbilder, Taf. VI, Fig. 4, 5; Taf. IX, Fig. 3. **97**. 12. 25?	Pavia	—
91. Untere Val Moja.	Augitporphyrit, bez. Diabas (Salomon). Diabas (Riva).	Mächtig	Phyllite	Salomon	pag. 114 Salomon **90**. 551. Riva **96** I 217, 224.	Pavia.	—
92. Mittlere Val Moja[1] (nahe dem Dioritstock)	Augitporphyrit, bez. Diabas (Salomon). Uralit-porphyrit (Riva)		Phyllite	Salomon.	pag. 114. Salomon **90**. 552 Riva **96**. I. 220, 224	Pavia.	[1] Riva (pag. 218 u. 224) führt noch einen weiteren Diabasgang aus der mittleren Val Moja auf Grund meines Materiales an. Ich habe über diesen keine Daten mehr.

93 Monte Colmo (Vorsprung des M. Aviolo) (6 Gänge).	Granatführender Quarzglimmerporphyrit (Salomon. Riva 96). Odinit (Riva 97.)	Unregelmäßige Gänge, vielleicht Apophysen eines mächtigeren Ganges.	Metamorphe Rendenaschiefer.	Salomon.	pag. 114. Salomon 90 548 Riva 96. I. 209, 224. Dünnschliffbilder. Taf. VIII, Fig. 1 Taf. IX, Fig. 6. Riva 97. 25. Analyse bei Riva 96. I. 209.	Pavia	—
94. Nordabhang des Monte Colmo, wenig über dem Grunde des Koppa-Kares.	Urahlporphyrit (Salomon)? Camptonit (Zirkel).	Wenig mächtig.	Tonalit.	Salomon.	pag. 114. Salomon 90. 551. Riva 96. I. 219, 224. Dünnschliffbilder. Taf. VIII, Fig. 4, 5 Analyse ebenda auf pag. 220. Zirkel. Petrographie 2. Aufl. II. 698.	Pavia.	—
95 Monte Piccolo (Vorsprung des M. Aviolo). Mehrere Gänge am südlichen Gehänge gegen die Foppa.	Quarzglimmerporphyrit (Salomon Riva 96 I) Quarzglimmerhornblende-Dioritporphyrit, Riva 97.	Schmal, zwei auf größere Strecken am S. Hange des Berges gegen die Foppa der Schichtung fast parallel zu verfolgen, vielleicht Lagergänge (dicht benachbart)	Metamorphe Rendenaschiefer	Salomon	pag. 114 Salomon 90. 549. Riva 96 I. 208, 224. Riva 97 14.	Pavia	—

Örtlichkeit	Bezeichnung	Geologische Orientierung und Mächtigkeit	Nebengestein	Aufsammler	Literatur	Ort, wo sich die Originale befinden, bezw. Nummer meiner Sammlung	Bemerkungen
96. Kamm des Monte Piccolo.	Glimmerhornblendediorit [1]). (Riva 96. I).	N 20 W-Streichen, W Fallen	N 30 W-streichendes, steil NO-fallendes metamorphes Perm.	Salomon	pag. 114 u. 116. Riva **96**. I. 173, 177, 224.	Pavia	[1]) Erscheint dem bloßen Auge porphyrisch durch Einsprenglinge von Hornblende und Feldspat
97. Val Finale bei Edolo (4 Gänge).	Augitporphyrite, bez. Diabase (Salomon), Diabase (Riva) Sehr zersetzt.	Ein Gang im mittleren Tale 60—70 *cm* mächtig	Edoloschiefer.	Salomon	pag. 114, 123. Salomon **90**. 551—552. Riva **96**. I. 217, 221, 223.	Pavia.	—
98. Straße zwischen Edolo und Incudine (2 Gänge).	Augitporphyrite, bez. Diabase (Salomon) 1. Uralitporphyrit (Riva.) 2. Zur Bestimmung zu zersetzt.	Schmal (wenig von Edolo entfernt). steil ansteigend.	Edoloschiefer (Quarzlagenphyllite).	Salomon.	pag. 114, 129. Salomon **90**. 551—552. Riva **96**. I. 221—223.	Pavia.	—
99. Ebenda, zahlreiche nach 1889 aufgefundene Gänge.	Diabase, Uralitporphyrite, Dioritporphyrite; zur Bestimmung zu sehr zersetzt. (Riva) zum Teil ununtersucht.	Schmal (mehrere Dezimeter), nur einer mehrere Meter mächtig.	Edoloschiefer.	Salomon.	pag. 129. Riva **96**. I. 214, 217, 223.	Pavia.	—

100. Ebenda, am zerstörten Ponte S. Brizio.	Diabas (Riva).	Mehrere Meter mächtig.	Edoloschiefer.	Salomon	pag. 129. Riva 96 I. 214. 216, 223.	Pavia.	—
101. Val Gallinera	Dunkel, arm an Feldspateinsprenglingen. Quarzglimmerporphyrit (Foullon).	—	—	Stache.	Teller 722. v. Foullon 751. 776. Riva 96. I. 203. 224	Wien.	—
102. Val Gallinera.	Quarzhornblendeporphyrit (Foullon).	—	—	Stache	v. Foullon 772. Teller 722. Riva 96 I. 204. 224.	Wien.	—
103. Zwischen Preda und Val Gallinera.	Quarzglimmerporphyrit (Riva).	N 70—80 W-Streichen, ziemlich steiles N Fallen; mehrere Meter mächtig. Anscheinend Lagergang. Außerdem noch ein anderer Gang.	Phyllitische Gesteine der Rendenaschiefer	Salomon	pag. 117. Riva 96. I. 211, 224	— Pavia	—
104 Tonalitische Moräne des Seitentales von Val Gallinera (vom Nordabhang des Baitonekammes).	Hornblendeporphyrit (Riva).	Nicht anstehend.	Tonalit.	Salomon.	pag. 119. Riva 96 I 189, 224	— Pavia.	—

Örtlichkeit	Bezeichnung	Geologische Orientierung und Mächtigkeit	Nebengestein	Aufsammler	Literatur	Ort, wo sich die Originale befinden, bezw. Nummer meiner Sammlung	Bemerkungen
105. Tonalitische Moräne im Aviolotal (vom Nordabhang der Baitonewand).	Quarzhornblendeporphyrit (Riva).	Blöcke in solchem Abstand voneinander, daß zwei getrennte Gänge vorliegen müssen.	Tonalit.	Salomon	pag. 121. Riva 96. I 186, 223	— Pavia.	—
106. Osthang der Valle Aviolo, nördlich des Tonalitkontaktes.	Feinkörniger Quarzglimmerhornblendeporit (Riva).	Blöcke zusammen mit Schutt von metamorphen Edoloschiefern.	Offenbar Edoloschiefer	Salomon.	pag. 122. Riva 96 I. 173 177, 223.	— Pavia	—
107. S. Andrea, südlich Edolo. 2 Gänge.	Glimmerporphyrite (Riva 96 I).	1 O—W-Streichen, saiger; $^1/_2$ *m* mächtig. 2 N 80 W-Streichen, sehr steil; 1·70 *m* mächtig. Vielleicht hängen beide unterirdisch zusammen. Andeutungen von Salbandverdichtung.	Phyllite der Edoloschiefer	Salomon.	pag 124. Riva 96. I 212, 224.	—	
108. Strada militare bei Edolo (am Monte Faëto).	Zur Bestimmung zu zersetzt; aber porphyrische Struktur (Riva)	Schmal.	Phyllite der Edoloschiefer.	Salomon.	pag. 125. Riva 96 I. 222, 224.	Pavia.	—

109. Zwischen Edolo und Cortene dolo an der Apricastraße unterhalb Vico.	Zur Bestimmung zu zersetzt. Aussehen aphanitisch. (Riva).	NNO-Streichen, steiles NW-Fallen 40 *cm* mächtig.	Quarzlagenphyllite der Edoloschiefer.	Salomon.	pag. 126. Riva **96** I. 221—222, 223.	Pavia.	—
110. Ebenso, noch näher gegen Edolo. Mehrere Gänge.	Zur Bestimmung zu zersetzt. (Riva).	1 Die Schiefer spitzwinkelig durchschneidend.	Ebenso.	Salomon.	pag. 126. Riva **96**. I. 222, 223.	Pavia.	—
111. Westlich Galleno an der Apricastraße. 8 Gänge.	5 Diabase, 3 Uralitporphyrite (Riva).	1. Ziemlich mächtig, 3. $1^1/_2$ *m*, alle übrigen schmal	Phyllite der Edoloschiefer.	Salomon.	pag. 126. Riva. **96**. I. 213—214, 220, 223 Dünnschliffbild, Taf. VII, Fig. 3. Eine Diabasanalyse bei Riva, pag. 214.	Pavia.	
112. Zwischen der Kehre der Belvederechaussée im Veltlin und S. Cristina. 3 Gänge, (1 in 1380, 2 u. 3 zwischen 1450 u. 1590 *m* Höhe.)	? Diabas (sehr zersetzt). Noch nicht mikroskopisch untersucht.	1. ONO-streichend.	Phyllite der Edoloschiefer mit WNW-Streichen und steilem, seltener flachem N-Fallen.	Salomon.	pag. 127.	Nr. 98. III. 1. (Heidelberg.)	—
113. Valle del Santo (SW des M. Padrio).	? Diabas, wie vorher. Stark geschiefert.	—	Phyllite der Edoloschiefer mit ONO-Streichen und NNW-Fallen.	Salomon.	pag. 127.	Nr. 98. III. 2. (Heidelberg.)	—

Örtlichkeit	Bezeichnung	Geologische Orientierung und Mächtigkeit	Nebengestein	Aufsammler	Literatur	Ort, wo sich die Originale befinden, bezw. Nummer meiner Sammlung	Bemerkungen
114 Zwischen Edolo und Mola. Zahlreiche, zum Teil ziemlich mächtige Diabasgänge		-	-	—	sämtlich auf pag. 128 dieser Arbeit	—	—
1. $^1/_2$ Stunde, oberhalb S. Clemente	Diabas (Riva).	N 80 O-Streichen, ziemlich steil. Etwa $1^1/_2$ *m* mächtig	Edoloschiefer.	Salomon	Riva **96**. I. 216, 223.	Pavia.	-
2. Unmittelbar hinter den Häusern Monquarti.	Diabas (Riva)	N 50—70 W-Streichen, annähernd senkrecht zum Streichen der Phyllite. 20—30 *m* mächtig! Offenbar sehr steil oder saiger. Viele der Gangrichtung parallele Harnische.	Edoloschiefer, mit NO Streichen und NW-Fallen.	Salomon.	Riva **96**. I. 213. 216. 223.	Pavia.	
3. Unmittelbar seitwärts von 2	Diabas (Riva).	Kleiner, den Schichten anscheinend ziemlich paralleler Gang, möglicherweise nur eine Apophyse von 2	Ebenso	Salomon	Riva **96** I. 213, 216, 223	Pavia.	

4. Unmittelbar hinter den letzten Hausern von Baite Lucia.	Diabas (Riva).	N 70—75 W-Streichen, steilstehend. 2—3 *m* mächtig.	Ebenso	Salomon.	Riva **96.** I. 213. 216, 223.	Pavia	—
5. Wenig darüber, bei einer Wegteilung.	Diabas, stark zersetzt (Riva).	N 62 W-Streichen 70° NNO-Fallen. 3—5 *m* mächtig. Sicher nicht die Fortsetzung von Nr. 4.	Edoloschiefer mit N 65 O-Streichen und 62° NW-Fallen.	Salomon.	Riva **96.** I. 214, 216, 223.	Pavia.	—
6. Bald nach den Hütten der Baite Mola.	Diabas (Riva).	O—W-Streichen. 12 *m* mächtig!	Edoloschiefer (Quarzite mit Phylliteinlagerungen). Auf der einen Gangseite mit N 50 O-Streichen, auf der anderen mit N 60 – 70 O-Streichen und mit NW-Fallen.	Salomon.	Riva **96.** I. 214, 216, 224.	Pavia.	—
115. Val Seria.	? feinkörniger Diabas Noch nicht mikroskopisch untersucht.	In Schuttbalde gesammelt	Edoloschiefer.	Hörich.	pag. 138.	04. XX. 6. (Heidelberg.)	—
116. Val d'Avio, linkes Ufer.	Hornblende-porphyrit (Salomon, Riva 96). Spessartit (Riva 97).	Einige Meter mächtig.	Metamorphe Edoloschiefer.	Salomon.	Salomon **90.** 550 Riva **96.** I. 198, 223. Riva **97.** 22.	Pavia.	—

73*

Örtlichkeit	Bezeichnung	Geologische Orientierung und Mächtigkeit	Nebengestein	Aufsammler	Literatur	Ort, wo sich die Originale befinden bezw. Nummer meiner Sammlung	Bemerkungen
117. Val d'Avio, zweites Vorkommnis.	Quarzglimmer-hornblende-porphyrit (Riva 96.) Quarzglimmer-hornblende-Diorit-porphyrit. (Riva 97.)	Blöcke.	Ebenso.	Salomon	Riva 96. I. 201, 223. Dünnschliffbild, Taf. IX, Fig. 4. Riva 97. 14.	Pavia	—
118. Malga Levedole in Val d'Avio.	Dioritporphyrite. (Riva 97.)	Blöcke.	Tonalit.	Riva.	Riva 97. 12.	Pavia.	—
119. Tonalestraße, östlich der Cantoniera gegen Vermiglio (2 Gänge).	Zur Bestimmung zu zersetzt	Beide weniger als 1 *m* mächtig. Lagergänge in N 65 O-streichenden, 80° S-fallenden Tonaleschiefern.	Tonaleschiefer.	Salomon.	pag. 140. Riva 96. I. 221, 223	Pavia.	—
120. Tonalestraße, oberhalb Fucine, wenig oberhalb Kilometerstein 88.0.	— dunkel	Steiles ONO-Fallen. 12 *cm* mächtig.	Saigere, WNW-streichende Schiefer (Tonaleschiefer).	Salomon.	pag. 141.	99. XVIII. 16. (Heidelberg.)	—

121. Tal von Giustino bei Pinzolo.	Quarzführender Porphyrit (v. John). Mein Stück noch nicht untersucht (dunkel).	OSO-Streichen, steiles S-Fallen. Läßt sich auf mehr als 2 *km* verfolgen.	SSW-streichende, steil W-fallende Glimmerschiefer der Rendenaschiefer.	Vacek, Salomon.	pag. 155. Vacek 98. 203.	Wien. 99. V. 28. (Heidelberg.)	—
122. Nordlich Pinzolo.	—	Anstehend.	Rendenaschiefer.	Salomon.	pag. 158.	99. XII. 3. (Heidelberg.)	—
123. Unterhalb Fosadei am Sabbione.	—	Eckige Blöcke.	Rendenaschiefer.	Salomon.	pag. 158.	99. XII. 14. (Heidelberg.)	—
124. Zwischen Massimeno (SO von Pinzolo) und Mezzana.	Quarzführender Porphyrit (v. John).	NNO streichend, 2 *km* weit nachweisbar.	Rendenaschiefer.	Vacek.	Vacek 98. 203.	Wien.	—
125. Östlich von Malga Movlina. Val d'Algone.	Diabasporphyrit (v. John).	N—S-streichend.	Rendenaschiefer.	Vacek.	Vacek 89. 203.	Wien.	—
126. Val d'Algone.	Quarzhornblendeporphyrit.	Lose Blöcke, ? aus dem Sabbionegebiet stammend.		Vacek.	Teller 722. v. Foullon 204. Riva 96. I. 204. 227.	Wien	—
127. Westhang des Monte Toff (Brentagruppe).	Porphyrit.	Soll älter als der umgebende Dolomit (wohl Hauptdolomit) sein.	Hauptdolomit.	Vacek.	Vacek 98. 503.	Wien	—

Örtlichkeit	Bezeichnung	Geologische Orientierung und Mächtigkeit	Nebengestein	Aufsammler	Literatur	Ort, wo sich die Originale befinden. bezw. Nummer meiner Sammlung	Bemerkungen
128. Beim Abstieg von Cioca nach Pinzolo in 1120 *m* Höhe.	Sehr feinkörniges, noch nicht untersuchtes Gestein.	Vermutlich gangförmig.	Rendenaschiefer.	Salomon.	pag. 158.	99. XII. 21. (Heidelberg.)	—
129 Gipfelkamm des Sabbione, nördlich des Rifugio, 2055 *m*.	Dunkles, sehr feinkörniges Gestein.	Gang. ? O—W-Streichen	Sabbionediorit (durchschneidet einen Aplitgang).	Salomon.	pag. 157.	99. V. 10 11. (Heidelberg)	—
130. Beim Abstieg vom Sabbione nach N. in 1600 *m* Höhe.	Dunkles, äußerst feinkörniges Gestein mit kleinen Feldspateinsprenglingen.	Wahrscheinlich flach N fallend.	Sabbionediorit.	Salomon.	pag. 157.	99. V. 19. (Heidelberg.)	—
131. Beim Abstieg zur Val Seniciaga.	Dunkel.	? Gang.	Tonalitgneis.	Salomon.	pag. 159.	99. XIII. 4. (Heidelberg.)	—
132. Weg von Malga di Campo nach dem Lago di Lamola.	—	Viele Blöcke.	Sabbionediorit.	Salomon.	pag. 161.	99. VI. 8. (Heidelberg.)	—
133. Noch etwas näher gegen den Lago di Lamola.	—	N 70 O-Streichen. saiger oder steil N-fallend, 70 *cm* mächtig.	Sabbionediorit.	Salomon.	pag. 161.	99. VI. 9. (Heidelberg)	—

134. Lamolasee (2 Vorkommnisse).	—	Eckige Blöcke an zwei verschiedenen Stellen.	Sabbionediorit.	Salomon.	pag. 161.	99 VI 11, 12. (Heidelberg.)	—
135. Beim Abstieg vom Lamolasee gegen Malga S. Giuliano auf der Westseite des Sees.	—	Eckige Blöcke	Sabbionediorit.	Salomon.	pag. 162	99. VI. 13. (Heidelberg.)	—
136 Ebenda, noch etwas weiter im Lamolatale.	—	Ebenso.	Sabbionediorit	Salomon	pag. 162.	99. VI. 14. (Heidelberg.)	—
137. Ebenda, nicht mehr weit von Malga S. Giuliano (2 Vorkommnisse).	—	Ebenso, an zwei Stellen.	Sabbionediorit.	Salomon.	pag. 162	99. VI, 15, 16. (Heidelberg.)	—
138. Kurz vor der Hütte von Malga S. Giuliano.	—	N 40 O-Streichen, steiles O-Fallen, annähernd 1 *m* mächtig.	Sabbionediorit.	Salomon.	pag. 162.	99 VI. 17. (Heidelberg.)	—
139. Unterer Weg von Malga S. Giuliano nach Campo.	Hornblende-porphyrit (Riva).	Weniger als $^1/_2$ *m*. 30—40 *m* horizontal zu verfolgen.	Wohl Sabbione-diorit.	Salomon.	pag. 162. Riva. **96. I. 195, 227.**	Pavia.	—
140. Zwischen Campo u. Caladino.	Stark verwittert.	Gang.	Sabbionediorit.	Salomon.	pag. 165.	Nicht gesammelt.	—

Örtlichkeit	Bezeichnung	Geologische Orientierung und Mächtigkeit	Nebengestein	Aufsammler	Literatur	Ort, wo sich die Originale befinden. bezw. Nummer meiner Sammlung	Bemerkungen
141. Corno alto.	Quarzglimmerporphyrit (v. Foullon) Quarzglimmerhornblendeporphyrit (Riva 96. I).	Lose Blöcke.	Sabbionediorit.	Teller.	Teller 721, 722. v. Foullon 758. 776 Riva 96. I. 204. 227.	Wien.	
142. Lago di Vacarsa.	Quarzglimmerporphyrit (v. Foullon) Quarzglimmerhornblendeporphyrit (Riva 96. I).	1 *m* mächtig. NNO-Streichen. Schief aufsteigend	Sabbionediorit.	Teller.	Teller 722. v. Foullon 758. 776. Riva 96. I. 203. 227.	Wien.	
143. Zwischen Lago di Garzone und Lago di Vacarsa (Hang der Cingla).	Quarzglimmerporphyrit (v. Foullon) Quarzglimmerhornblendeporphyrit (Riva 96 I).	Lose Blöcke.	Sabbionediorit.	Teller.	Teller 721. 722. v. Foullon 758. 776. Riva 96. I. 203. 227.	Wien.	
144. Kapelle im Borzagotal.	Dicht, dunkel. Noch nicht untersucht.	Gang mit N-Streichen, offenbar steil. Wenige Dezimeter mächtig, rasch auskeilend.	Rendenaschiefer mit O-W-Streichen und mittlerem N-Fallen.	Salomon.	pag. 166.	99. XV. 5. (Heidelberg.)	

145. Wegteilung, Borzagotal.	—	N 80 O-Streichen, 52° N-Fallen.	Sabbionediorit.	Salomon.	pag. 167.	99. XV. 19, 20. (Heidelberg.)	—
146. N-Seite von Val San Valentino, hoher Weg, hinter der zweiten Quelle.	— (große Feldspateinsprenglinge).	N 30 O-Streichen, steil, 1·80 *m* mächtig.	Rendenaschiefer mit N 80—W-Streichen und flachem S-Fallen.	Salomon.	pag 168.	Nr. 293, 296, 297. (Heidelberg.)	—
147. Zwischen Praino und Coël, Val San Valentino, Hoher Weg.	Zahlreiche, große Feldspateinsprenglinge[1]). Kontaktmetamorph verändert? Prätonalitisch!	—	In metamorphen Rendenaschiefern. Wird von Tonalitgang abgeschnitten	Salomon.	pag 169.	Nr. 322, 323. (Heidelberg.)	[1]) Ähnlich dem von G. vom Rath von Villa Rendena beschriebenen, noch aufzuführenden Gang Nr. 149.
148. Letzter Vorsprung oberhalb Coël. (Val S. Valentino.)	— Hornfelsartige Grundmasse mit Feldspateinsprenglingen.	? Kontaktmetamorpher Gang (oder injicierter Hornfels.)	Metamorphe Rendenaschiefer.	Salomon.	pag. 169.	Nr. 324, 325. (Heidelberg.)	—
149. Oberhalb Villa Rendena.	Dioritporphyr (v. Rath) Hornblendeporphyrit (Riva 96) Suldenit (Riva 97).	SO(?)-fallender Gang.	Rendenaschiefer	G. v. Rath Salomon	pag. 170. v. Rath **61.** 265. Riva **96** I. 194 (Analyse) 195, 227 Riva **97.** 11.	? Bonn a. Rh. Pavia. Nr. 344—346. (Heidelberg.)	—

Örtlichkeit	Bezeichnung	Geologische Orientierung und Mächtigkeit	Nebengestein	Aufsammler	Literatur	Ort, wo sich die Originale befinden, bezw. Nummer meiner Sammlung	Bemerkungen
150. Hintere Val San Valentino.	Quarzglimmerporphyrit (v. Foullon).	—	—	Stache.	v. Foullon 86, 749, 776	Wien.	—
151. Val di Breguzzo, Lodraviga.		Gang mit N 45 W-Streichen Salbandverdichtung.	Glimmerschiefer der Rendenaschiefer mit N 70 O-Streichen und 20° S-Fallen.	Salomon.	pag. 175.	Nr. 319, 320 (Heidelberg.)	—
152. Val Battistella bei Creto (3 Gänge)	Graugrüne stark verwitterte Diabase (?). Noch nicht mikroskopisch untersucht. Mit *HCl* brausend.	Gänge, 2 u. 3 mit N 35 W-Streichen und beinahe 90° NW-Fallen (Vielleicht gegabelter Gang.)	Unterste Platten der Werfener Schichten in flacher Lagerung.	Salomon	pag. 197.	Nr. 188—190 (Heidelberg.)	—
153. Zwischen Varassone u. Rolla (Val Daone.)	Stark zersetzt, feinkörnig. Diorit (?).	Gang.	Zellenkalk.	Salomon.	pag. 202.	04. XXIX. 1. (Heidelberg.)	—
154. Daone-Talwand oberhalb Vermungoi, 1021 *m* hoch.	Große Feldspateinsprenglinge, dunkle Grundmasse.	ONO streichender Gang	Flache Permschichten.	Salomon	pag. 204	Nr. 197. (Heidelberg.)	—

155. Malga Stabolon. Val Daone.	Quarzglimmerporphyrit (v. Foullon).	—		Bittner.	v. Foullon 749, 776. Riva 96. I. 203. 227.	Wien.	—
156. Zwischen Valbuona und Passo del Frate.	— Sehr feinkörnig.	Transversalgang mit Lagergangstrecken.	Reitzischichten.	Salomon.	pag. 207. Fig. 52	Nr. 243. (Heidelberg)	—
157. Ebenso. im ersten Aufschluß von Esinokalk.	—	Anstehender Gang.	Esinomarmor.	Salomon.	pag. 206.	Nr. 244. (Heidelberg.)	—
158. Malga Maggiasone (Arnotal).	Porphyrit (v. Foullon) Quarzglimmerhornblendeporphyrit (Riva 96. I).	—	Trias.	Teller.	Teller 725, v. Foullon 764, 776. Riva 96. I. 203. 227.	Wien.	—
159. Hintere Valbuona di Daone.	—	Machtiger Gang und viele kleinere Gänge.	Oberer, beziehungsweise unterer Muschelkalk.	Salomon.	pag. 205.	Nicht gesammelt.	—
160 Valbuona di Daone, linke Seite.	— (Dicht)	Lagergang.	Unterer Muschelkalk.	Salomon.	pag. 206.	Nr. 223. 224. (Heidelberg.)	
161. Val Bondol (Monte Rema).	Glimmerhornblendeporphyrit (Riva 96. I.) (Mikrodiorit Lepsius.)	2 Gänge und ein „Stock".	„Knollenkalke der Halobienschichten" = Reitzischichten.	Lepsius.	Lepsius 180—181 (Analyse), Riva 96. I. 202, 227.	Darmstadt.	—
162 Cingolo rosso (viele Gange).	—	—	Perm.	Salomon	pag. 216.	01. XXIV. 1 -4. (Heidelberg.)	—

Örtlichkeit	Bezeichnung	Geologische Orientierung und Mächtigkeit	Nebengestein	Aufsammler	Literatur	Ort, wo sich die Originale befinden, bezw. Nummer meiner Sammlung	Bemerkungen
163. Zwischen Malga di Bondolo und Passo Bruffione di sopra.	— Feinkörnige Grundmasse mit größeren Hornblende- und Plagioklaseinsprenglingen	Nicht anstehend.	Jedenfalls Werfener Schichten	Salomon.	—	Nr. 402. (Heidelberg.)	
164. Passo Bruffione di sotto.	—	Gang	Werfener Schichten.	Salomon.	pag. 228.	01. XXIV. 6. (Heidelberg.)	
165. Aufstieg von Bondolo zum Passo Bruffione di sotto.	—	Gang, mit ungefähr NO-Richtung am Hange in die Höhe streichend (Offenbar nur Anschnittlinie nicht Streichlinie gemeint.)	Werfener Schichten.	Salomon	pag. 228	01. XXIV. 5 (Heidelberg.)	
166. „Passo Bruffione".	Hornblendeporphyrit (Riva 96. I). Suldenit (Riva 97).	—		Riva.	Riva 96. I. 194, 227 Riva 97. 11.	Pavia.	

167. „Monte Doja“ (bei Riva: „Monte Boja“).	Porphyrit (v. Foullon). Quarzglimmer-hornblende-porphyrit (Riva 96. 1).	—	Trias.	Bittner.	Teller 725. v Foullon 764, 776. Riva 96. I. 204. 227.	Wien.	—
168. Schutthalde des Monte Doja (viele Vorkommnisse).	—	Blöcke von Gängen (? Lagern).	Zusammen mit Schutt von Muschelkalk, Reitzischichten, Wengener Schichten, Esinokalk.	Salomon.	pag. 224.	Nr 138, 149. (Heidelberg.)	—
169. Gehänge des Monte Doja.		Gang, anstehend.	Knollige Brachiopodenschichten.	Salomon.	pag. 225.	Nr. 135 (Heidelberg.)	—
170. Ebenso, weiter talaufwärts.		Lagergang.	Esinomarmor.	Salomon.	pag. 226 Vergl. Fig. 61.	Nr. 136. (Heidelberg.)	—
171. M. Rema (Gehänge gegen Valle Aperta).	—	Mächtiger Lagergang (? oder echtes Lager).	Wengener Schichten.	Salomon	pag. 220.	Nr. 155. (Heidelberg.)	—
172. Südgrat des Monte Rema.	—	Gang	Knollenkalke des Muschelkalkes (Fazies der Brachiopodenschichten.)	Salomon.	pag. 221	Nr. 158. (Heidelberg.)	—
173. Zwischen Bocca frontale und Casinei della Nuova (2 Gänge).	—	— (Beide anstehend.)	1. ? Tonalit oder Esinomarmor. 2. Esinomarmor.	Salomon.	·	Nr. 114, 115 (Heidelberg.)	—

Örtlichkeit	Bezeichnung	Geologische Orientierung und Mächtigkeit	Nebengestein	Aufsammler	Literatur	Ort, wo sich die Originale befinden, bezw. Nummer meiner Sammlung	Bemerkungen
174. Casinei della Nuova.	Hell.	Gang.	Oberer Muschelkalk.	Salomon.	pag. 222.	Nr. 119. (Heidelberg.)	—
175. Quelltälchen oberhalb der Hütte Cleaba.	Mikrodiorit (Lepsius).	4 Fuß mächtiger Gang.	„Untere Halobienschichten“ = oberer Muschelkalk.	Lepsius.	Lepsius 180.	Darmstadt.	—
176. Oberhalb Cleaba, im Passe am Monte Lavaneg (in der vorliegenden Arbeit „Passo di Cleaba“ genannt).	Quarzhornblendeporphyrit (Riva 96. 1).	—	—	Lepsius.	Lepsius 180, 181. Riva 96. 1. 202, 227.	Darmstadt.	—
177. Ostgehänge des Monte Rema gegen die oberste Val Ribor (2 Gänge).	—	Nicht anstehend	Muschelkalk.	Salomon.	—	Nr. 126, 127. (Heidelberg.)	—
178. Nordöstlich der Malga Bruffione di sopra	— Dicht, ohne Einsprenglinge.	Anstehender Gang.	? Esinomarmor.	Salomon.	—	Nr. 403. (Heidelberg.)	—
179. Talabwärts von Malga Bruffione di mezzo.	Gang mit großen Feldspateinsprenglingen.	—	Werfener Schichten.	Salomon.	pag. 229.	Nicht gesammelt.	—

180. Oberhalb Malga Bruffione di sotto.	—	—	Zellenkalk.	Salomon.	pag. 229.	Nicht gesammelt	—
181. Westliche Fortsetzung des Dojakammes.	—	—	Esinomarmor.	Salomon.	pag. 233.	04. XXV. 12. (Heidelberg.)	—
182. Passo Valdi 1.	— Große Feldspat und Hornblendeeinsprenglinge.	Anstehend (?)	Zellenkalk	Salomon.	—	Nr. 401. (Heidelberg.)	—
183. Passo Valdi 2.	— Viele große Feldspateinsprenglinge, vereinzelte Quarze.	Anstehend (?)	Zellenkalk.	Salomon.	—	Nr. 412. (Heidelberg.)	—
184. Zwischen Vaimane und Malghetta. Westhang der Cima di Ragazzoni.	Hell, mit viel Biotiteinsprenglingen.	NNO-Streichen, ganz steiles O-Fallen, Salband verdichtung.	Esinomarmor.	Salomon.	pag. 235.	04. VI. 3—4 (Heidelberg)	—
185. Geländerstelle desselben Weges zwischen Vaimane und Malghetta.	Hell, mit Feldspat- und Hornblendeeinsprenglingen.	Lagergang.	Esinomarmor mit N 65 W-Streichen und 55° NNO-Fallen.	Salomon.	pag. 235.	04. IV. 5. (Heidelberg)	—
186. Auslauf des Lago della Vacca.	Dunkel, mit Einsprenglingen von Feldspat und Hornblende.	Schmal, mit N 75 W-Streichen und steilem N Fallen	Tonalit.	Salomon.	pag. 252.	98. XVII. 5. (Heidelberg)	—

Örtlichkeit	Bezeichnung	Geologische Orientierung und Mächtigkeit	Nebengestein	Aufsammler	Literatur	Ort, wo sich die Originale befinden. bezw. Nummer meiner Sammlung	Bemerkungen
187. Unterhalb des Lago della Vacca (zahlreiche Gänge).	Dunkel.	Zahlreiche Gänge.	Tonalit.	Salomon.	pag. 252	Nicht gesammelt.	—
188. Unterstes Blumonetal (unterhalb Blumone di mezzo).	Rostbraun verwittert.	N-Streichen, steile Stellung, 2 *m* mächtig.	ONO-streichender, in steile Zickzack-Falten geworfener unterer Muschelkalk.	Salomon.	pag. 254.	Nicht gesammelt.	—
189. O-Ufer bei Blumone di mezzo.	Ebenso.	— (Nur von unten gesehen, nicht aufgesucht.)	Unterer Muschelkalk	Salomon.	pag. 255.	Ebenso	
190. Oberhalb des Casinetto di Blumone (zahlreiche Vorkommnisse).	Ebenso.	Zahlreiche mächtige Massen und dünne Lagergänge.	Vertikal stehender Esinomarmor (? Hauptdolomitmarmor).	Salomon.	pag. 260	Ebenso.	—
191. Wenig oberhalb Blumone di mezzo (2 Gänge).	1. Grau. 2. Rostbraun.	Gänge.	Metamorpher Muschelkalk	Salomon.	pag. 262.	1. 93. XVIII. 5. (Heidelberg.) 2. Nicht gesammelt.	
192. Zahlreiche andere dunkle Gänge in der Sedimentzone oberhalb Blumone di mezzo.	Dunkel.	Gänge.	Trias (Muschelkalk und jüngere Bildungen).	Salomon.	pag. 263.	Nicht gesammelt.	—

193. Passo del Termine (ital. Seite).	— rotbraun verwittert.	Nicht anstehend.	Offenbar Trias	Salomon.	—	Nr. 581. Heidelberg.	—
194. Val di Dois, gegen den Passo della Rossola und Passo Dernal. (Viele Gänge.)	Dunkel, 2 Quarzfreie Hornblendeporphyrite. (Riva, 96.) (Odinite Riva, 97.)	Zahlreiche Gänge.	Tonalit.	Salomon. Riva.	pag. 265. p. p. Riva 96 I. 193 u. 226. Riva 97. 24.	Nr. 547, 551—553. (Heidelberg.) Pavia.	—
195. Passo della Rossola, Paßhöhe und Ostseite (viele Gänge).	Quarzfreie Hornblendeporphyrite. (Riva. 96. I.) Dioritporphyrite, Suldenite, Odinite. (Riva, 97.)	1 Gang auf der Paßhöhe zwischen Tonalit und Trias; 1 Gang östlich im Tonalit, 1 *dm* mächtig. 2, wahrscheinlich durch Gabelung eines Vorkommnisses entstandene Gänge (Nr. 565—566) mit N 45 O-Streichen, der eine saiger, der andere steil N-fallend im Tonalit der Ostseite	Tonalit, bezw. zwischen Tonalit und Trias.	Salomon. Riva.	pag. 268—269. Riva 96, I. 193 u. 226. 97. 4. 6, 9, 10, 11, 24.	— Pavia. Nr, 565 Mitte des großen, Nr. 566 Salband des kleinen N 45 O streichenden Gabelganges. (Heidelberg.)	—
196 Paßhöhe der Goletta di Gavero. (Von mir auf der Westseite der Goletta in Blöcken gefunden.)	Hornblendeporphyrit (Riva).	Blöcke, sehr verwittert (Riva) (Nach Guembel Lagergang.)	Zellenkalk.	Guembel. Riva. Salomon.	pag. 271. Guembel 1879, 177. Riva 96. I. 194, 227.	München? Pavia. Nr. 110. (Heidelberg.)	—

Ortlichkeit	Bezeichnung	Geologische Orientierung und Mächtigkeit	Nebengestein	Aufsammler	Literatur	Ort, wo sich die Originale befinden, bezw. Nummer meiner Sammlung	Bemerkungen
197. Muschelkalk-Schutthalden auf der Nordseite der Coletta di Cadino.	(Größere Feldspat-einsprenglinge.)	Nicht anstehende Stücke.	Offenbar im Muschelkalk.	Salomon.	pag. 272	98. XVI. 2. (Heidelberg.)	—
198. Passo di Finkelstein.	Graugrün.	Anstehend.	Tonalit.	Salomon.	pag. 274.	98. XVII 4 (Heidelberg.)	—
199. Westseite des Croce-Domini-Passes.	Feinkörnig, offenbar Diorit.	1—2 m breiter Gang (Streichen und Fallen nicht genau bestimmbar).	Werfener Schichten.	Salomon.	pag. 275.	98. VI. 1—2. (Heidelberg.)	
200. Ebenso, höher talaufwärts.	Sehr zersetzter Quarzdiorit (Riva)	2 m mächtig.	Grenzregion von Werfener Schichten und Zellenkalk. Die ersteren mit N 80 W-Streichen, N-Fallen.	Salomon.	pag. 275. Riva[1]) 96. I 173, 179, 227.	95. IV 2. (Pavia.) 98. VI. 3. (Heidelberg.)	[1]) Hier irrtümlich als Fundort „Campolaro" angegeben.
201 Ebenso, noch höher.	Porphyrit mit grünen Hornblendenadeln und dichter Grundmasse	Unbedeutender Gang.	Zellenkalk.	Salomon.	pag. 275	98 VI. 4. (Heidelberg.)	—
202. Ebenso, eine gute halbe Stunde unter der Paßhöhe	Stark zersetzter Hornblendeporphyrit.	Streichen und Fallen nicht erkennbar.	Zellenkalk	Salomon.	pag. 276. Riva 96. I. 193. 227.	95. IV. 3 (Pavia.)	—

203. Schutthalden auf der N-Seite des Croce-Domini-Passes, westlich der Paßhöhe.	—	Zahlreiche Bruchstücke, zusammen mit Muschelkalk.	Wohl sicher Muschelkalk.	Salomon.	pag. 276.	98. VI. 5 u. 6. (Heidelberg.)	—
204. Südgipfel des M. Bazena.	— Zersetzt.	Anstehender Gang.	Unterer Muschelkalk.	Salomon.	pag. 277.	98. VI. 7. (Heidelberg.)	—
205. Hang des Monte Cadino gegen Passo di Cadino (zahlreiche Vorkommnisse).	— Rostbraun verwittert.	Zahlreiche parallel und zwar flach verlaufende Gänge.	Tonalit.	Salomon.	pag. 281. Fig. 79	Nicht gesammelt	—
206. Bei Dalmone, Val delle Valli, westlich Campolaro.	Quarzglimmerdiorit. (Riva)	N 60 W-Streichen (ziemlich parallel dem Schichtstreichen). Mehrere Meter mächtig	Zellenkalk.	Salomon.	pag. 284, Riva **96** I. 173, 178, 226.	95 IV. 1. (Pavia.) 98. IV. 2. ? Nr. 411. (Heidelberg.)	
207. Case Biorche.	— (Grün.)	Weniger als $^1/_2$ *m*	Zellenkalk.	Salomon.	pag. 285.	98 XVI. 1. (Heidelberg.)	—
208. Cascina Fratta, zwischen Prestine und Campolaro.	—	Steil.	Muschelkalk.	Cozzaglio.	Cozzaglio 43. Riva **96.** I. 226.	Pavia.	—
209. Zwischen Dalmone und Kamm d. Monte Trabucco (1900 *m*).	— Graugrün.	Anstehender Gang.	Muschelkalk. O W-Streichen, steil S-Fallen.	Salomon	pag. 285.	98. VII. 2. (Heidelberg.)	—

75*

Örtlichkeit	Bezeichnung	Geologische Orientierung und Mächtigkeit	Nebengestein	Aufsammler	Literatur	Ort, wo sich die Originale befinden, bezw. Nummer meiner Sammlung	Bemerkungen
210. Weg, der am Nordhang des M. Trabucco nach Stabio di sotto führt. (3 Gänge)	1. Grünlichgrau. 2. hellgrau. 3. Grünlichgrau.	1. 3 *m* mächtig.	Metamorpher Muschelkalk mit ungefähr O—W-Streichen und steiler Zickzackfaltung	Salomon.	pag. 285.	1. 98. VII. 3. 2. 98. VII. 4. ? = 04. I. 3. 3. 98. VII. 5. (Heidelberg.)	
211. Ebenso, vielleicht identisch mit Nr. 2 der vorigen Angabe. (1745 *m* hoch.)	—	NNO-Streichen, annähernd vertikal; mehrere *dm* breit.	Ebenso.	Salomon.	pag. 285	04. I. 3. (? = 98. VII. 4.) (Heidelberg.)	
212. Zwischen Cima di Baltzer und Costone.	— Rotbraun verwitternd.	Die Schichten schräg durchsetzender Gang > 1 *m*.	Muschelkalkmarmor, vertikal mit ONO-Streichen.	Salomon.	pag. 287.	04. II. 6. (Heidelberg.)	—
213. Ebenso.	— Grau mit rötlichen Punkten.	Lagergang > 1 *m*.	Ebenso	Salomon.	pag. 287.	04. II. 7. (Heidelberg.)	—
214. Wand des Pallone del Forcellino di Val Buona (di Campolaro) (2 Gänge).	— Rotbraun verwitternd.	Lagergänge im gefalteten Muschelkalk, beide mitgefaltet!	Muschelkalkmarmor.	Salomon	pag. 287. Bild, Taf. VI, Fig. 2	Nur aus der Ferne beobachtet.	

215. Wand des Monte Frerone gegen Val Cadino	—	Die Schichten schräg durchschneidend, 1—2 *dm* mächtig.	Ebenso.	Salomon.	pag. 288.	04. II. 8. (Heidelberg.)	
216. Passo Lajone.	Quarzhornblendeporphyrit (Riva **96.** I.) Odinit (Riva **97.**)	—	Tonalit.	Finkelstein.	Finkelstein. Riva **96.** I 183. 226. Dünnschliffbild Taf. IX, Fig. 2. Riva **97.** 25.	? Pavia.	—
217. Schlucht bei Stabio di sotto. (Mehrere Vorkommnisse.)	— Rostbraun verwitternd.	Teils den Schichten parallel (? wirklich eruptiv), teils transversal. Ein Gang NNW-streichend und steil O-fallend.	Muschelkalk (? oberer).	Salomon.	pag. 289.	98. VII. 9. (Heidelberg.)	—
218. Esinomarmor bei Stabio di sopra.	— Rostbraun verwitternd.	Zwischenlager der Schichten, offenbar Lagergänge.	O—W-streichender, steil N-fallender Esinomarmor.	Salomon.	pag. 290.	Nicht gesammelt.	—
219. N-Seite des Stabiotales an der Gemeindegrenze.	— Gelblichgrau.	Ziemlich mächtig.	Etwa Grenze von Reitzi- und Wengener Schichten.	Salomon.	pag. 291.	98. XI 1 (Heidelberg.)	
220. Südhang des Passo Sabbione di Croce. (Mehrere Vorkommnisse.)	—	Schmal, zum Teil nur 1 *cm* breit.	Tonalit.	Salomon.	pag. 290.	98. VII. 12, 13. 15. (Heidelberg.)	

Örtlichkeit	Bezeichnung	Geologische Orientierung und Mächtigkeit	Nebengestein	Aufsammler	Literatur	Ort, wo sich die Originale befinden, bezw. Nummer meiner Sammlung	Bemerkungen
221. Zwischen Cima innominata und M. Alta Guardia.	— Grün.	—	WNW-streichender Marmor (? Esinokalk oder Hauptdolomit).	Salomon.	pag. 292.	98. XI. 3. (Heidelberg.)	—
222. Ebenso.	Grün.	(Wohl nur Apophyse des vorigen Vorkommnisses im Marmor.)	Tonalit.	Salomon.	pag. 292.	98. XI. 5 a. (Heidelberg.)	—
223. Campedelli.	— Dunkelgrau mit weißen Feldspateinsprenglingen.	Loses Stück, den ganzen nur 7 *cm* mächtigen Gang und seine Salbänder umfassend.	Tonalit.	Salomon.	pag. 292.	98. XI. 5 b. (Heidelberg.)	—
224. Zincone.	— Rostbraun verwitternd.	Lagergänge mit Transversalapophysen.	Marmor des Esinokalkes (? Hauptdolomites).	Salomon.	pag. 292 und Taf. VIII, Fig. 1.	Nur aus der Ferne.	—
225. Wand des Pallone del Forcellino di Val Buona gegen Stabio di sopra.	— Dicht.	Lagergang mit Gabelung. Hauptgang 2—3 *dm*, Nebentrum $1\frac{1}{2}$ *cm* mächtig.	Muschelkalkmarmor, steilstehend.	Salomon.	pag. 295.	98. VIII. 9—10. (Heidelberg.)	—

226. Linke Seite des Trockentales oberhalb der Santella di Degna.	Fast dicht, mit kleinen weißen Einsprenglingen	Anstehender Gang.	Dipyr-Muschelkalk mit Zickzackfaltung.	Salomon.	pag. 296.	98 X 2. (Heidelberg.)	—
227. Rechte Seite desselben Tales dicht vor dem Tonalit	Rostbraun verwitternd. Ziemlich viel große Einsprenglinge von Quarz, Biotit und Feldspat. Fast dichtes, einsprenglingsarmes Salband.	NW-Streichen. N-Fallen. Mehrere Meter mächtig. (Von pegmatitischen Adern durchzogen.)	Metamorpher Muschelkalk in der Fazies der äußeren Kontaktzone.	Salomon.	pag. 297.	98. X. 5 *a*, *b*. (Heidelberg.)	—
22. 8Oberhalb Nempläz.	—	Gegabelter Gang, der Tonalitklüftung folgend.	Tonalit.	Salomon.	pag. 297. Fig. 82.	98. X. 7. (Heidelberg.)	
229. Abstieg vom Zigolon zur Leipzigerhütte. (5 Gänge.)	Dunkel (? Diorite).	Anstehend.	Tonalit.	Salomon.	pag. 305.	99. II. 3–7. (Heidelberg.)	

Aus den vorhergehenden Tabellen ergibt sich eine Reihe von Schlußfolgerungen, die im folgenden besprochen werden sollen.

1. Zahl der dunklen Gänge.

In den Tabellen ist ein nicht unerheblicher Teil der in der Natur von mir gesehenen Gänge nicht mit angeführt, weil ich aus Mangel an Zeit, Übermüdung, Überlastung, infolge schlechten Wetters oder aus anderen Gründen oft genug keine Messungen, Aufzeichnungen und Aufsammlungen vorgenommen habe.

Eine allerdings sicher nur ganz unbedeutende Anzahl von Vorkommnissen kann doppelt angeführt sein, insofern als die Fundortsangaben einiger Autoren zu einer sicheren Identifizierung zu ungenau sind. Auch ist es sehr wahrscheinlich, daß einzelne Vorkommnisse nur räumlich entfernte Aufschlüsse oder Abzweigungen eines und desselben Ganges darstellen. Eine kleine Anzahl der angeführten Gänge liegt schon außerhalb des eigentlichen Adamellogebietes, wenn auch in seiner unmittelbaren Umgebung. Wo ich in meinen Tagebüchern oder bei anderen Autoren den Vermerk „mehrere“ oder „viele“ Gänge fand, habe ich abgesehen von besonderen Fällen bei der Zählung 3 angesetzt, was natürlich oft nicht richtig ist.

Aus allen diesen Gründen ergibt es sich, daß eine genaue Zählung nicht möglich war. Immerhin aber zeigt die bei der Zählung erhaltene Gesamtzahl 347 [1]), daß die dunklen Gänge in ungeheurer Verbreitung auftreten. Das ist auch der Grund, warum bei dem kleinen Maßstab von G auf eine kartographische Darstellung der Gänge verzichtet werden mußte. Dabei ist noch zu berücksichtigen, daß nicht unerhebliche Teile der Adamellogruppe bisher weder von mir [2]) noch von einem anderen Forscher betreten wurden und daß in den tieferen Hängen die rasch verwitternden Gesteine meist von Vegetation bedeckt sind.

Wichtig ist die aus den Tabellen leicht festzustellende Tatsache, daß die Verteilung der Gänge über die einzelnen Gegenden durchaus nicht gleichmäßig ist. Geradezu auffällig ist der auch im lokalen Teile hervorgehobene fast gänzliche Mangel an Porphyriten in der eigentlichen Presanellagruppe von der Val di Genova bis in die Schieferzone der Nordseite hinein und von den Hängen des Zigolon im Westen bis zur Judikarienlinie im Osten. Auch besinne ich mich nicht auf dem Wege von der Mandronehütte über den Adamellogipfel bis zum Kontakt im Aviotal und über die Lobbia alta bis zum Rifugio Lares und dem Kontakt im Borzagotale auch nur einen einzigen dunklen Gang gesehen zu haben. Es sind das im wesentlichen die an Schlierenknödeln, Aplit- und Pegmatitgängen so reichen zentralen Tonalitregionen, während anderseits der Tonalit in gewissen Gebieten von einer nicht unbeträchtlichen Anzahl, die Sabbionedioritmassen aber sogar von sehr zahlreichen dunklen Gängen durchschnitten werden. Freilich hebe ich ausdrücklich hervor, daß ich durchaus nicht den Mangel an Beobachtung als einen Beweis für ein völliges Fehlen der Gänge ansehe. Tritt doch gerade zwischen dem Zigolon und der Mandronehütte gleich eine ziemlich erhebliche Zahl von ihnen hervor.

2. Mächtigkeit der Gänge (und Intrusionsgeschwindigkeit).

Naturgemäß entziehen sich s e h r s c h m a l e Gänge (< 1 *dm*) im allgemeinen der Beobachtung. Ich habe im ganzen nur etwa 6—7 derartige Fälle verzeichnet; und von diesen gehören 3, doch

[1]) R i v a, 1896, I., hatte etwa 162.

[2]) Vergl. R.

offenbar nur als Apophysen eines mächtigeren Ganges anzusehende Vorkommnisse dem in Fig. 14, pag. 62 abgebildeten Block an.

Am häufigsten finden sich in den Tabellen schmale Gänge (zwischen 1 und 5 *dm*), nämlich in 58 Fällen verzeichnet, und dazu noch etwa 10 Vorkommaisse von bis zu ungefähr 1 *m* Mächtigkeit [1]). Diese Kategorie umfaßt also im ganzen etwa 68 und mit den weniger als 1 *dm* mächtigen Gängen etwa 74—75 Fälle.

Demgegenüber haben wir aber immerhin 43 Gänge, von denen eine Mächtigkeit von mehr als 1 *m* feststeht. Wenn ich bei ihnen von denjenigen Vorkommnissen absehe, bei denen sich in der Literatur, beziehungsweise in meinen Tagebüchern nur die Angabe „mehrere" oder „einige Meter" findet, so sind darunter überhaupt nur vier Vorkommnisse von erheblicherer Mächtigkeit, nämlich eines mit 3—5, eines mit 4, eines mit 12 und eines mit 20—30 *m*. Von diesen vier mächtigsten Vorkommnissen gehören drei den Diabasen des Dosso Toricla bei Edolo an, das 4 *m* mächtige ist von Teller beim Abstieg vom Piano della Regina nach Cevo beobachtet worden und dürfte in Foullons Aufzählung entweder als „Quarzglimmerporphyrit" oder als „Quarzporphyrit" bezeichnet sein.

Sehen wir von diesen Ausnahmen ab, so ist die Mächtigkeit so gering, daß man bei langsamer Füllung präexistierender Spalten durch von unten aufdringendes Magma erwarten müßte, daß sich die Gänge seitwärts sehr rasch auskeilen und daß der Magmaherd in sehr geringer Tiefe unter dem jetzigen Aufschluß liege. Das erstere ist offenbar nicht der Fall. Es ist allerdings richtig, daß es in der Adamellogruppe nur sehr selten gelungen ist, einen Gang auf erhebliche Strecken im Streichen zu verfolgen. Wer aber das Hochgebirge kennt, der weiß, daß die Terrainschwierigkeiten es gewöhnlich unmöglich machen, ein langgestrecktes, geologisches Gebilde auf größere Strecken zu begleiten. Wo aber das Terrain günstiger wird, da stellen sich fast stets Vegetation, Schutt oder Eisbedeckung ein und erschweren es außerordentlich, den Zusammenhang zu erkennen oder zu beweisen. Unter diesen Umständen ist es merkwürdig genug, daß es gelungen ist, eine Anzahl von Gängen dennoch auf mehrere hundert Meter, ja stellenweise auf 1—2 *km* zu verfolgen. So gibt Cozzaglio (1894, 43) an, daß sich ein westlich von Paspardo aufsetzender Gang auf über 2 *km* Entfernung bis zur Zurla erstreckt. Einzelne der Gänge auf der SO-Seite des Ignagapasses ziehen sich Hunderte von Metern zum Teil in stark rinnenartiger Vertiefung durch den vegetationsarmen Hang hin. Vacek (1898, 203) wies für einen Gang zwischen Massimeno und Mezzana und für einen zweiten bei Giustino und Baudalors nahe Pinzolo eine Horizontalerstreckung von 2, beziehungsweise sogar mehr als 2 *km* nach. „Einen dritten, etwas kürzeren Eruptivgang im Schiefer" fand er östlich von Malga Movlina. — In allen diesen Fällen dürfte es sich keineswegs um besonders mächtige Gänge handeln: die des Ignagagebietes sind zum Teil sogar ziemlich schmal.

Untersuchen wir nun die zweite Annahme, daß nämlich der Magmaherd der Gänge in geringer Tiefe unter den jetzigen Aufschlüssen gelegen habe.

Bei der enormen horizontalen Verbreitung, die die dunkle Gangformation, wie wir sie im Adamello entwickelt finden, im ganzen Gebiet der Südalpen, von Piemont bis Kärnten erreicht, müssen wir einen riesigen oder doch eine große Anzahl von immer noch bedeutenden Magmaherden als Urheimat der Gänge voraussetzen. Es ist nicht angängig, die in den Südalpen heute durch

[1]) Wo ich in der Literatur oder in meinen Tagebüchern nur die Angabe „schmal" fand, habe ich den Gang zu der Gruppe „zwischen 1 und 5 *dm*" gerechnet, obwohl sicher ein Teil davon zwischen ½ *m* und 1 *m* Mächtigkeit haben wird.

Erosion und Denudation angeschnittenen, von Tiefengesteinen erfüllten Intrusionsräume als diese Heimat zu betrachten. Denn es wäre dann nicht verständlich, warum die Gänge nicht bloß in der Nähe, sondern auch in weiter Ferne von diesen Massiven in steiler, oft geradezu vertikaler Stellung aus der Tiefe aufsteigen. Auch finden sie sich gerade in der Umgebung des Adamello-Ethmolithen sehr oft im gleichen oder gar in geringerem Niveau über dem Meere als die tiefsten Aufschlüsse des benachbarten Tiefengesteins, obwohl dessen Kontaktfläche fast überall nach innen einfällt. Wir sind also gezwungen, für unsere Gänge den Magma-Urort, wie ich dafür sagen will, unter den jetzigen Aufschlüssen zu suchen. Bei den gewaltigen Dimensionen, die die Magmaherde der Gänge, wie oben erläutert, gehabt haben müssen, ist eine Kontaktmetamorphose der überlagernden Sedimente wenigstens auf den Maximalabstand anzunehmen, den die Metamorphose im Adamello erreicht. Dieser beträgt aber, wie auf pag. 174 gezeigt wurde, 3750 *m*[1]). Wenigstens um diesen Betrag, wahrscheinlich aber um noch viel größere Beträge müssen die Magmaherde der dunklen Gangformation tiefer liegen als die jetzigen Gangaufschlüsse.

Außer diesen Tatsachen bitte ich zu berücksichtigen, daß die dunklen Gänge zum Teil älter als die benachbarten Tiefengesteinsmassive sind. Für sie liegt also gewiß kein Grund zu der Annahme vor, daß ihre Nebengesteine zur Zeit ihrer Intrusion wärmer gewesen sein sollten, als sie schon infolge ihrer Tiefenlage sein mußten. Aber auch von den jüngeren Gängen läßt sich zeigen, daß eine recht erhebliche Anzahl in so weiter Entfernung von den heute entblößten Tiefengesteinsmassiven liegt, daß auch für ihre Nebengesteine eine besondere Vorwärmung durch die Intrusion der Tiefengesteine ausgeschlossen ist. Das beweist auch der bei zahlreichen dunklen Gängen, sogar in der Nähe des Tonalitmassives gelungene Nachweis ausgeprägter Salbandverdichtung. Wir sind also zu der Annahme gezwungen, daß die Gangmagmen in relativ kalte Nebengesteine intrudierten und dennoch imstande waren, sich in Spalten von meist unter 2, ja meist sogar unter 1 *m* Breite horizontal und vertikal mehrere Kilometer weit vorzuschieben ohne sich durch rasche Erstarrung selbst den Weg zu verstopfen. Das ist nur denkbar, wenn sich die Intrusion mit ungeheurer Schnelligkeit vollzog.

Zur Erklärung dieser Tatsache müssen wir voraussetzen, daß die Intrusion der Gänge durch einen gewaltigen, radial von innen nach außen, also zentrifugal gerichteten Druck bewirkt wurde.

Auf die Frage nach den Ursachen dieses Druckes und auf die weitere Frage, ob denn die Gangspalten auch wirklich vor der Intrusion bereits klafften, kann ich erst später eingehen.

3. Geologische Orientierung der Gänge.

Es ist von vornherein klar, daß die geologische Orientierung der Schichtfugen und Kluftsysteme der Nebengesteine von erheblichem Einfluß auf die Anordnung der Gangspalten sein muß. Bei steiler Orientierung der Schichtfugen wird zum Beispiel Lagergangbildung leichter auftreten als bei flacher. So ist es von vornherein nicht anzunehmen, daß bei einem Gebiet von der räumlichen Ausdehnung der Adamellogruppe und von so verschiedenartiger Orientierung der Sedimente die Anordnung der Gänge auf weite Strecken gleich bleiben solle. Ich habe daher, um zu einer Übersicht zu gelangen, zunächst 13 Teilgebiete getrennt behandelt und finde für sie die folgenden Ergebnisse in bezug auf das Streichen.

---

[1]) bei Lodraniga.

I. Umgebung von Breno. Starkes Vorherrschen der Richtung O—W bis NO (10 auf 13)[1].
II. Pallobiatal. 3 von 4 zwischen N und N 33 O.
III. Cedegolo-Capo di Ponte. 7 von 8 zwischen NO und O—W.
IV. Südseite der Saviorebucht. (Lago d'Arno, Paspardo.) Nur 2 von 8 im NW-Quadranten, 4 ungefähr NO, 5 zwischen NNO und NO.
V. Nordseite der Saviorebucht. (Baitone, oberstes Aviotal.) 2 von 6 ONO, die übrigen 4 zwischen NW und N. Man berücksichtige, daß hier auch die Sedimente vielfach NW-Streichen haben.
VI. Kern der Camonica-Antiklinale. soweit nicht schon in III enthalten (einschließlich M. Elto, Ono S. Pietro). NO-Quadrant ohne N 14, NW-Quadrant ohne N, aber auch mit O-W 13. O-W einschließlich, bis NO einschließlich 13.–OW einschließlich bis NW 13.–N allein 3.
VII. NW-Ecke der Adamellogruppe und NO-Ecke der Bergamasker Alpen. Vorherrschen von W bis NW, nämlich 7, gegen 4 O bis NO.
VIII. N-Seite der Presanella. 2 ONO. 1 NNW.
IX. Sabbionedioritmassive bei Pinzolo. 3 W bis WNW, 3 NNO, 2 ONO.
X. Krystalline Ostflanke des Tonalitmassives. 2 NO—NNO, 1 NW.
XI. Ostseite der Val Daone. 3 im NO-Quadranten.
XII. Blumonezone-Rossola. 2 WNW. 1 N, 3 NO—NNO.
XIII. Campolaro-Degna. 3 WNW—NW. 1 NNO.

Die Gesamtsumme der Gänge mit bekannter Streichrichtung beträgt 101. Schaltet man O—W mit 18 und N mit 7 Fällen aus, so entfallen auf den NO-Quadranten 45, auf den NW-Quadranten 31 Gänge. Der NO-Quadrant herrscht also etwas vor. Noch deutlicher ergibt sich eine Vorherrschaft bestimmter Richtungen, wenn man die Teile der Quadranten einzeln berücksichtigt, wie das in den folgenden beiden Tabellen geschehen ist.

W—NW	(immer einschließlich)	37
NW—N	„ „	26
N—NO	„ „	32
NO—O	„ „	49

W—WNW	(immer einschließlich)	30
WNW—NW	„ „	19
NW—NNW	„ „	19
NNW—N	„ „	19
N—NNO	„ „	21
NNO—NO	„ „	25
NO—ONO	„ „	31
ONO—O	„ „	38

Die O—W- und die ONO-Richtung sind entsprechend dem Streichen der Bergamasker Alpen am stärksten vertreten. Demnächst folgt das judikarische Streichen (NNO bis NO); WNW bis NNW haben die geringste Bedeutung. Die Unterschiede sind nicht sehr erheblich, aber immer-

[1]) Schon von Finkelstein (l. c. pag. 313) richtig erkannt.

hin groß genug, um zu zeigen, daß eine merkliche Beeinflussung der Gangspalten durch die tertiäre Faltung des Gebirges vorhanden ist. Das ist aber nur verständlich, wenn die Faltung der Intrusion voranging oder gleichzeitig mit ihr stattfand. Wir kommen also auch auf diesem Wege zu der Annahme eines tertiaren Alters eines großen Teiles der dunklen Gänge.

Ein viel auffälligeres Ergebnis erhält man bei der Untersuchung des Fallens der Gänge. Teilt man die Gänge in

1. flache (0—29°),
2. mittel-fallende (30—59°),
3. steile (60—85°) und
4. ganz steile bis saigere (86—90°) ein, so finde ich in meiner Tabelle im ganzen nur 4, die bei der ersten und nur 6, die bei der zweiten Kategorie einzureihen sind. 36 sind dagegen als steil und 15 als ganz steil oder saiger aufgeführt. Nun sind diese Zahlen natürlich nicht ganz genau, da die Schatzung der Steilheit eines Ganges ohne Messung sehr verschieden ausfallen wird Es kann zum Beispiel sein, daß die dritte Gruppe auf Unkosten der zweiten etwas zu groß erscheint. Dennoch ist es zweifellos, daß flache Gänge ganz ungleich seltener sind als steile.

Ein gewisses Interesse verdient auch der Winkel, welchen das Streichen der Gänge mit dem Streichen der einschließenden Sedimente bildet. Ich habe auch da eine Zahlung vorgenommen, die allerdings ziemlich ungenau sein kann, aber doch immerhin ein richtiges Bild von der relativen Größe der drei in Betracht kommenden Hauptgruppen geben dürfte.

Ich zähle etwa 21 Lagergänge,

12 Gänge, bei denen der Winkel zwischen 0 und 45° und

16 Gange, bei denen er zwischen 45° und 90° betragt. Dabei bemerke ich, daß sich in der zweiten Gruppe eine Anzahl von Gängen befindet, die die Schichten in sehr spitzem Winkel schneidet. Der Einfluß der Schichtfugen auf die Richtung der Gänge ist also unverkennbar. Anderseits zeigt es sich aber auch, daß wenn der Gang der Schichtung nicht annähernd folgt, er dann gern in stumpfem [1]) oder rechtem Winkel die Schichten durchbricht.

Genau analoge Verhaltnisse treffen wir auch bei den in den Tiefengesteinen aufsetzenden Gangen an. Wie bei den Sedimenten, beeinflussen auch hier die Fugensysteme den Verlauf der Gänge. Die Fig. 82 auf pag. 297 und Fig. 14 auf pag. 62 zeigen das besser als jede Beschreibung.

Die Fugen der Tiefengesteine sind nun entweder durch Schrumpfung gebildete Strukturfugen oder durch Gebirgsdruck erzeugte Druckfugen [2]); und ich habe schon 1899 [3]) zu zeigen gesucht, daß es für Betrachtungen uber die Intrusionen von Gängen in Tiefengesteinen gleichgültig ist, ob die Fugen schon vor der Intrusion als solche, d. h. als klaffende Spalten vorhanden oder nur als Klüftbarkeitsebenen, d. h. als Ebenen maximaler [4]) Kohäsion zur Zerspaltung pradisponiert waren.

Auch in den Sedimenten finden sich ja oft genug derartige außerordentlich bedeutsame regelmaßige Fugensysteme, die, wie man auch ihre Entstehung beurteilt, jedenfalls nichts mit den Schichtfugen zu tun haben. Ich erinnere nur an die Vertikalklüftung des sächsisch-böhmischen Quadersandsteins und des südalpinen Schlerndolomites. Für alle Gänge, die derartigen vor der In-

[1]) Hier natürlich nicht im mathematischen Sinne, sondern gleichbedeutend mit 45—89°.

[2]) Die noch weitergehende Daubréesche Nomenklatur der Fugen ist für meine Betrachtungen unnötig.

[3]) 1899. 1. pag. 30—31.

[4]) Rosenbusch (Elemente der Gesteinslehre. II. Auflage, pag. 29) schreibt: „Wo die Absonderungsflächen nicht als wirkliche Kluftflächen erscheinen, sind sie potentiell als Flächen der geringsten Kohäsion vorhanden.“

trusion bereits vorhandenen oder doch wenigstens prädisponierten regelmäßigen Fugensystemen entsprechen, will ich im folgenden den Ausdruck „Fugengänge" gebrauchen. Dazu gehören dann als eine besondere Untergruppe natürlich auch die Lagergänge der Sedimente. Der Name „Fugengänge" soll zur Unterscheidung von den unregelmäßig angeordneten freien Gängen dienen, wie ich für diejenigen sagen will, bei denen sei es durch den Mangel eines anordnenden Faktors, sei es durch die gegenseitige Störung mehrerer solcher Faktoren eine regelmäßige Orientierung im Verhältnis zu dem umgebenden Gesteinskörper nicht zustande kommt.

Innerhalb der Fugengänge ist natürlich noch die Unterscheidung zwischen den Schichtfugengängen = Lagergängen auf der einen, den Struktur- und Druckfugengängen auf der anderen Seite wünschenswert. — Es ist mir völlig klar, daß es in vielen Fällen unmöglich sein wird, zwischen Fugengängen und freien Gängen zu unterscheiden. Wo aber diese Unterscheidung durchführbar ist, da hat sie eine Bedeutung für die Auffassung des Intrusionsmechanismus und sollte daher wenigstens angestrebt werden. Im Adamellogebiet spielen die Fugengänge, wenn man diejenigen der Tiefengesteine mit berücksichtigt, jedenfalls eine sehr bedeutsame Rolle. Besonders interessant ist es aber, den Verlauf der Fugengänge im einzelnen zu verfolgen. Die Abbildungen Fig. 4 auf pag. 39, Fig. 52 auf pag. 207, Fig. 82 auf pag. 297 zeigen nämlich, daß die meisten von ihnen nach oft nur kurzer Strecke ihre Fuge verlassen und durch Hakenschlagen, wie ich hierfür mit dem bergmannischen Ausdruck und nicht in Analogie zu der oft so genannten Gehängebewegung sagen möchte, in eine neue Fuge übergehen. Ich nenne derartige Gänge „Hakengänge" und bemerke daß sie natürlich durch Übergänge mit den gewöhnlichen Gabelgängen verbunden sind. Bei diesen gabelt sich der Gang, wie es in der Fig. 7 auf pag. 46 dargestellt ist, indem der Hauptstamm seine Richtung beibehält, aber einen schrägen Seitenstamm entsendet. Manchmal entsteht zwischen beiden noch eine Querbrücke (Fig. 3 auf pag. 35). Hört der eine Stamm bald nach der Gabelungsstelle auf und schlägt der andere Stamm einen Haken, um parallel der ersten Fuge weiterzugehen, so ist der Übergang zwischen Haken- und Gabelgang gegeben. (Fig. 82 auf pag. 297.) Ja, es kann derselbe Gang sich mehrmals gabeln und zum Schlusse selbst einen Haken schlagen. (Fig. 70 auf pag. 259.) Sehr häufig ist bei allen Fugengängen der Fall, daß der Gang der Fuge zwar annähernd, aber doch nicht ganz folgt, sondern einen sehr spitzen Winkel mit ihr bildet. (Fig. 6, pag. 44.) — Besonders schön zeigt der in Fig. 52 auf pag. 207 abgebildete Gang in den Reitzischichten des Fratepfades die Erscheinung, daß kurze Lagergangstrecken immer wieder durch ebenso lange oder längere transversale Freigangstrecken abgelöst werden. Dabei ist in der Zeichnung nur eben angedeutet, was in der Natur prachtvoll zu sehen ist, daß nämlich von den Freigangstrecken zahlreiche Trümer fast jede Schichtfuge benützen, um seitwärts wenigstens ein kurzes Stück weit in die Schichten einzudringen. Diese Erscheinung scheint mir eine später noch zu erörternde erhebliche Bedeutung für die Frage zu haben, ob die Intrusionsspalten vor der Intrusion bereits klafften oder erst durch den Intrusionsdruck geschaffen wurden.

4. Nebengestein.

Soweit wie die Nebengesteine bekannt sind, verteilen sich die dunklen Gänge, wie folgt:

I. *a*) Tonalit 41, *b*) Sabbionediorit 15. Summe 56.

II. *a*) Edoloschiefer 69, *b*) Rendenaschiefer 36, *c*) Tonaleschiefer 3, *d*) unbestimmte krystalline Schiefer 5. Summe 113.

III. *a*) Perm 15, *b*) Werfener Schichten 22, *c*) Zellenkalk 13, *d*) Muschelkalk 39, wovon 14 auf unteren, 2 auf oberen und 23 auf nicht genauer bestimmten oder bezeichneten Muschelkalk entfallen, *e*) Reitzischichten 5, *f*) Wengener Schichten 4, *g*) Esinokalk 19, beziehungsweise 24, *h*) Raibler Schichten 1, *i*) Hauptdolomit 6, beziehungsweise 1, *k*) unbestimmte Schichten der Trias 12. Summe 136.

Bei dieser Zählung wurde ein Gang, der zwei Schichten durchsetzt oder der Grenze zweier Bildungen folgt, bei beiden mitgezählt. Wo nur „mehrere" oder „einige" angegeben ist, fand die Zählung je nach den Umständen in verschiedener Weise statt. Will man diese Zahlen für die Untersuchung des Intrusionsmechanismus verwerten, so wird es sich hauptsächlich darum handeln, inwieweit die Gänge in sprödes, inwieweit sie in plastisches Material eingedrungen sind. Als „spröde" will ich Tonalit, Sabbionediorit, Perm, Zellenkalk, Esinokalk und Hauptdolomit rechnen, als plastisch die kristallinen Schiefer, die Werfener Schichten, den Muschelkalk, die Reitzi-, Wengener und Raibler Schichten. Das ergibt 56 + 15 + 13 + 19 + 5 [1]) = 108 Gänge in sprödem und 113 + 22 + 39 + 5 + 4 + 1 = 184 Gänge in plastischem Material.

Dabei ist aber zu berücksichtigen, daß ein nicht sicher bekannter, wenn auch wohl nur kleiner Teil der Gänge prätonalitisch ist und daher im Tonalit nicht zur Beobachtung gelangen kann. Es wird also dadurch die Zahl der in spröden Gesteinen aufsetzenden Gänge etwas zu klein erscheinen. Anderseits ist das Gesamtareal der spröden Gesteine so wesentlich größer als das der plastischen, daß umgekehrt die Gangzahl der plastischen Gesteine bei gleicher Arealgröße noch wesentlich umfangreicher erscheinen würde, als es so bereits der Fall ist. Wir kommen daher zu dem Ergebnis, daß die plastischen Gesteine dem Eindringen der Gangmagmen günstiger waren als die spröden.

Ich gebe dabei natürlich gern zu, daß spröde und plastisch in dem Sinne meiner Unterscheidung nur relative Begriffe sind, daß keine scharfe Grenze zwischen den beiden Gruppen existiert und daß es im Perm einige plastische, im Muschelkalk, und zwar besonders im oberen Muschelkalk einige relativ spröde Schichten gibt. Dennoch scheint mir die oben gemachte Gruppierung einen mir wichtig erscheinenden Schluß zu gestatten. Man muß unbedingt voraussetzen, daß die spröden Gesteine für die Bildung und Erhaltung praintrusiver Spalten günstiger sind als die plastischen. Würden daher die Gangmagmen bei ihrer Intrusion im wesentlichen nur vorher gebildete klaffende Spalten benützt haben, so müßten wir eine wesentlich größere Anzahl von Gängen in dem aus spröden Gesteinen bestehenden Areal antreffen. Gerade das Gegenteil ist aber der Fall. Wir sind daher zu der Annahme gezwungen, **dass die Gangspalten erst bei der Intrusion und durch sie aufgerissen und in statu nascendi von dem empordringenden Magma erfüllt wurden.**

Damit stimmt nun vortrefflich die auf pag. 207 beschriebene und durch die Zeichnung Nr. 52 erläuterte Gangform überein. Ich verstehe nicht, wie man den fortwährenden Wechsel von Schichtfugen-Gangstrecken und Freigangstrecken sowie das fast an jeder Seitenschichtfuge neben den letzteren beobachtete Eindringen von kurzen, oft plumpen Apophysen anders erklären kann. Aber auch das in Fig. 4 auf pag. 39, Fig. 52 auf pag. 207, Fig. 82 auf pag. 297 dargestellte Hakenschlagen der Fugengänge überhaupt und die Form der Gange in den Figuren 3 auf pag. 39 und 70 auf pag. 259 stimmen viel besser zu der hier vertretenen Auffassung. Auch ist es mechanisch schwer verständlich, wie die Bildung und lange Erhaltung ganz flach liegender Fugen

[1]) Den von Vacek beschriebenen und von ihm für älter als den umgebenden Hauptdolomit gehaltenen Gang rechne ich hier nicht mit.

in den Nebengesteinen möglich war, da doch diese zur Zeit der Intrusion sicherlich noch von einer mehrere Tausende von Metern dicken Kruste bedeckt waren.

5. Alter der Gänge.

Im Laufe der Zeit sind einige Beobachtungen gemacht worden, welche zwar noch immer nicht ausreichen, um das Alter der dunklen Gänge des Adamellogebietes im einzelnen absolut genau zu bestimmen, die aber doch für die Hauptmasse der Vorkommnisse ziemlich sichere Ergebnisse liefern.

Man wird sich bei der Frage nach dem Alter, meiner Meinung nach vor allen Dingen hüten müssen die bei einem Teil der Vorkommnisse gewonnenen Ergebnisse ohne weiteres zu verallgemeinern. Ein nicht unerheblicher Teil der Gänge durchsetzt den Tonalit und den Sabbionediorit, ist also jünger als das eine dieser Gesteine, beziehungsweise als beide. Von einigen wenigen Vorkommnissen ließ sich indessen ein prätonalitisches Alter mit Bestimmtheit, bei anderen wenigstens mit Wahrscheinlichkeit darlegen. Wie man nun auch immer über das Alter des Tonalites selbst denken mag, das wird mir wohl allgemein zugestanden werden, daß er jünger sein muß als das jüngste von ihm durchbrochene und metamorphosierte Schichtglied, der Hauptdolomit. Da wir ferner für ein Tiefengestein eine Deck-Kruste voraussetzen, so wird der Tonalit wohl selbst von den noch immer zahlreichen Forschern, die alpinen zentralmassivischen Tiefengesteinen a priori ein möglichst hohes Alter zuweisen, als posttriadisch anerkannt werden.

Fragen wir uns zunächst, ob nicht irgendwelche Einschaltungen von Laven und Tuffen in den Schichtkomplexen der Südalpen im Zusammenhang mit den dunklen Gängen stehen können. Wir kennen derartige Einschaltungen im Perm in den Quarzporphyren und den sie begleitenden Tuffen, in den Reitzi-, Wengener und Raibler Schichten. Dagegen ist der ganze Jura und die Kreide von vulkanischen Einschaltungen frei; und erst im Eocän und jüngeren Schichten des Tertiärs treten Effusivgesteine zu Tage. Nun ist vor allen Dingen für die große Mehrheit der dunklen Gänge im Adamello ein permisches Alter schon deswegen unmöglich, weil die betreffenden Gänge permische und postpermische Gesteine durchsetzen. Dann aber weicht ihr mineralogischer und chemischer Charakter so sehr von dem der dortigen permischen Eruptionsprodukte ab, daß ein Zusammenhang zwischen ihnen wohl mit Sicherheit ausgeschlossen werden kann.

Anders steht es mit den triadischen Tuffen, beziehungsweise Laven. Selbst wer meine Auffassung von der Lavanatur des mächtigen Vorkommnisses im Dezzotal und der unbedeutenderen Porphyrite des M. Guglielmo nicht teilen sollte, wird doch allein aus der stellenweise erheblichen Mächtigkeit, dem raschen Wechsel dieser Mächtigkeit und dem örtlich groben Korn der Tuffbildungen auf die an Ort und Stelle oder in geringer Entfernung erfolgte Eruption schließen müssen. Wir sind also von vornherein gezwungen, in unserer Gegend eine Anzahl von Eruptionskanälen vorauszusetzen, die das Material der triadischen Ergußgesteine heraufbefördert haben. Es liegt nahe, die prätonalitischen Gänge mit diesen Bildungen zu verbinden und sie demnach für triadisch zu erklären[1]. Doch muß man sich darüber klar sein, daß ein zwingender Beweis für diese Auffassung fehlt.

Von den übrigen Gängen durchsetzen 41 den Tonalit, 19 den Esinokalk, einer die Raibler Schichten und 5 anscheinend sogar den Hauptdolomit. Dazu kommt die sehr wichtige, zuerst von Cozzaglio[2] an zwei Gängen gemachte, von mir an einer ganzen Reihe von Vorkommnissen be-

[1]) Schon Cozzaglio (1894, pag. 39) hielt einen Teil der Camunischen Porphyrite für triadisch, und zwar für gleichaltrig mit den Wengener und Raibler Schichten.

[2]) 1894, pag. 39 und Taf. I.

stätigte Beobachtung, daß gefaltete Schichten der Trias, und zwar besonders häufig des Muschelkalkes von ungefalteten Porphyritgangen durchsetzt werden. Ich hebe ausdrücklich hervor, daß es sich hier nicht etwa um tektonische Diskordanzen handelt, daß also hier zweifellos Gänge vorliegen, die erst nach vollendeter Faltung intrudiert sind. Umgekehrt sind mir vereinzelte mit der Trias mitgefaltete Lagergänge bekannt[1]. Sehen wir von diesen letzteren, wahrscheinlich wieder prätonalitischen Vorkommnissen ab, so zeigen uns die die obere Trias und den Tonalit durchsetzenden Gänge mit Sicherheit, daß es eine aus sehr zahlreichen Gängen bestehende Gruppe gibt, die posttriadischer Entstehung ist. Für die Gänge aber, die die Falten der Trias durchschneiden, hat schon Cozzaglio[2] ganz richtig hervorgehoben: „Questa disposizione pone evidentemente il dilemma: o queste ripiegature sono molto più antiche dell'eocene, alla fine del quale avvenne il grande corrugamento delle Prealpi, o queste porfiriti sono molto recenti, e quindi terziarie.“

Wenn wir also diesen offenbar größten Teil der Porphyritformation des Adamello nicht für tertiär halten wollen, sind wir gezwungen, die Faltung des Muschelkalkes und überhaupt der Trias in die Jura- oder Kreidezeit zu verlegen, d. h. in eine Zeit, in der sonst wenigstens westlich der Judikarienlinie in den Südalpen nirgendwo Anzeichen von Gebirgsfaltung bekannt sind. Man könnte nun den Versuch machen, die betreffende Faltung der Trias als unabhängig von der „eigentlichen Gebirgsbildung" und durch die gleichfalls von einzelnen Autoren für jurassisch, beziehungsweise kretazeisch gehaltene Tonalitintrusion bewirkt anzusehen. Demgegenüber ist aber erstens hervorzuheben, daß, wie noch ausführlich gezeigt werden wird, das tertiäre Alter des Tonalites mit einem an Gewißheit grenzenden Grade der Wahrscheinlichkeit feststeht, zweitens aber befinden sich gerade die von Cozzaglio zuerst beschriebenen Aufschlüsse, in denen Triasfalten von Porphyriten durchsetzt werden, schon in einem Abstande von 7—8 *km* vom Tonalitkontakt. Das heißt, sie liegen in einer Zone weit außerhalb des Bereiches nicht bloß der Kontaktmetamorphose, sondern auch jeder nachgewiesenen tektonischen Beeinflussung. Berücksichtigt man ferner auch den auf pag. 581 beschriebenen Zusammenhang des Streichens der Gangspalten mit dem Streichen des gefalteten Bergamasker Gebirges, so kommt man schon rein auf Grund der Beobachtungen im Adamellogebiete selbst und seiner nächsten Umgebung für die Hauptgruppe der dunklen Ganggesteine des Adamello, ganz unabhängig von der Altersfrage des Tonalites selbst zu dem Ergebnis, daß sie posttonalitisch, und zwar tertiären Alters sind. Damit ist aber über die Größe ihres Altersunterschiedes nichts gesagt. Er könnte sehr groß, er kann auch sehr klein sein. Nur das läßt sich beweisen, daß der Tonalit zur Zeit ihrer Intrusion nicht bloß völlig starr, sondern auch bereits ziemlich abgekühlt war. Es geht das aus dem häufigen Nachweis von Salbandverdichtungen in den Gängen im Tonalit, beziehungsweise seiner unmittelbaren Nachbarschaft hervor. Ebenso läßt es sich zeigen, daß die posttonalitischen dunklen Gänge deutlich jünger als die Aplit- und Pegmatitgange sind. Denn sie durchschneiden diese mit vollständig scharfen Grenzen.

Sind wir schon so zu befriedigenden Ergebnissen hinsichtlich des Alters der dunklen Gangformation im Adamellogebiet gelangt, so ist es doch nicht zwecklos, nachzuprüfen, inwieweit unsere Resultate mit denen anderer Gegenden übereinstimmen. Es ist schon vorher hervorgehoben worden, daß Gänge, die in allen wesentlichen Zügen mit denen der Adamellogruppe übereinstimmen, sich von Piemont im Westen, bis fast zur ungarischen Grenze im Osten durch das ganze Gebiet der Südalpen hindurch verfolgen lassen. Die Literatur über diese Gänge ist so umfangreich, daß ich

[1] Vergl. pag. 287

[2] 1894, pag. 39.

hier nur einige der wichtigsten Arbeiten aufzähle und von einer Wiederholung der speziellen Adamelloliteratur natürlich absehe.

Wohl der erste, der auf die enorme horizontale Verbreitung der Gangformation hinwies, war Teller, der sie in seiner oft zitierten schönen Arbeit (1886) aus dem Adamello, dem Gebiete des Iffinger bei Meran, der Gegend des Brixener Granites, der Rieserferner Gruppe. dem Isel- und Pustertale beschrieb und in anderen Arbeiten [1] ihr Auftreten im äußersten Osten der Alpen darstellte. Noch viel weiter im Westen, und zwar in der Umgebung des Lago Maggiore, waren sie schon früher von Amoretti [2]) und Mercalli [3]) aufgefunden und beschrieben worden. Traverso entdeckte eine Reihe von Vorkommnissen am Monte Camoscio und Mont' Orfano, in der Valle Vigezzo und bei Vogogna (westlich des Lago Maggiore) [4]). Preiswerck [5] und Schmidt fanden hierher gehörige Gänge, Malchite und Vintlite, am Lago Mergozzo, in der Valle Cannobbina und bei Gaby im Gressoneytale. Aus dem Sesiagebiete beschrieben Artini und Melzi [6]) in ihrem schönen Werke „Ricerche petrographiche e geologiche sulla Valsesia" von mehreren Stellen dunkle Gänge als Spessartite. Über die Gangformation von Gandino-Leffe und anderen Punkten der Val Seriana verdanken wir Artini [7]) und Tacconi [8]) wichtige Darstellungen. Vigo [9]) beschrieb eine Anzahl von Gängen aus der Val di Scalve, Melzi [10]) aus den nördlichen Bergamasker Alpen. Stache und John [11]) lehrten uns die große Verbreitung dunkler Gänge im Zwölferspitz- und Cevedalegebiete kennen. Hammer [12]) machte neue und wie wir sehen werden, wichtige Beobachtungen über das Auftreten dieser Gesteine in der Ortlergruppe.

Eine Fülle von weiteren Beobachtungen lieferten Brugnatelli [13]). Pichler [14]), Grubenmann [15]), Cathrein [16]), Spechtenhauser [17]), Lechleitner [18]), Becke [19]). Salomon [20]), Dölter [21]) und Mojsisovics, Silvia Hillebrand [22]), v. Rosthorn [23]). Tscher-

[1]) Erläuterungen zur geolog. Karte d. östl. Ausläufer der Karnischen und Julischen Alpen. Wien 1896. pag. 239 u. f. und schon früher in den Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1889, pag. 5.

[2]) R. Accad. d. Scienze di Torino 1784—1801. (Zitiert nach Traverso.)

[3]) Atti R. Ist. Lombardo Milano. 1885. (Zitiert nach Traverso.)

[4]) Geologia dell'Ossola. Genova. 1895. pag. 143.

[5]) Rosenbusch-Festschrift. Stuttgart. 1906, pag. 322.

[6]) Milano 1900.

[7]) Atti Soc. Ital. Scienze natur. 43. 1904. pag. 21

[8]) Rend. Ist. Lomb. Ser. II. 36. 1903, pag. 899.

[9]) Rend. Accad. Lincei. Ser. V. 7. 1898. pag 172.

[10]) Rend. Ist. Lomb. Ser. II. 28. 1895, 11 Seiten.

[11]) Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. Wien 1877, pag. 143, u. 1879, pag. 317

[12]) Ebenda 1902, pag. 320, 1903. pag. 65, 1905. pag. 1 u. 541.

[13]) Giorn. di Mineralogia 1891, 2. 7 Seiten.

[14]) Neues Jahrb. f. Miner. 1871, pag. 256, 1873, pag. 940, u. 1875, pag. 926.

[15]) Tschermak's Mitteilungen XVI, 1896. pag. 185.

[16]) Neues Jahrb. f. Min. 1890, I., pag. 71, u. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1898, pag. 257.

[17]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1898, pag. 279.

[18]) Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1892. pag. 277 u. f. und Tschermak's Mitteil. 1892, pag. 1 (bes. 6).

[19]) Tschermak's Mitteil. 1893. XIII. pag. 427 u. f.

[20]) Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1898. pag. 590.

[21]) Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1874. pag 146 u. Tschermak's Mitteil 1874. pag. 89.

[22]) Ebenda. XXVI. 1907, pag. 469.

[23]) Beiträge z. Miner. u. Geogn. v. Kärnten. Jahrb. d naturhist. Landesmuseums v. Kärnten. 1853 II, pag. 148, u. 1859. IV, pag. 130. (Zitiert nach Teller und v. Foullon.)

mak [1]), Hussak [2]), v. Foullon [3]), Pontoni [4]), Eigel [5]), und viele andere Autoren, beziehungsweise dieselben in anderen hier nicht aufgeführten Arbeiten.

Was uns an dieser Stelle interessiert, ist das Alter dieser Gänge. Es stehen uns da die folgenden Beobachtungen zu Gebote. Die von Artini und Tacconi beschriebenen, zum Teil sehr basischen Vorkommnisse [6]) in der Val Seriana durchsetzen Kalke des Rhät und haben sie zum Teil in Vesuvianfels verwandelt. Der von Silvia Hillebrand entdeckte Gang, der am Burgfels bei Bruneck im Pustertal auftritt, ein quarzarmer sehr verwitterter Porphyrit, durchsetzt einen obertriadischen Kalkstein von nicht genauer bestimmtem Niveau. Hammers Diorit- und Porphyritgänge durchsetzen in großer Zahl den triadischen Ortlerkalk [7]). Teller [8]) fand, daß am Nordabhang des Ursulaberges im östlichsten Kärnten die Gänge Dolomit der oberen Trias, am Nordosthang sogar „Lias- und Juraablagerungen“ durchsetzen. „Die jüngsten Ablagerungen, welche von ihnen durchbrochen werden, sind aptychenführende Schiefer, die wahrscheinlich dem oberen Jura angehören. Die Intrusion kann also nicht vor Abschluß der Juraperiode erfolgt sein.“

Geyer [9]) endlich beobachtete im Lias des Lienzer Dolomitengebietes einen sich verzweigenden Gang eines von Becke als biotitreicher Kersantit bezeichneten Gesteines, das „etwa als ein basisches Endglied der von F. Teller beschriebenen Reihe porphyritischer Ganggesteine aus dem südöstlichen Tirol angesehen werden könnte“.

Aus den angeführten Tatsachen geht unzweifelhaft ebenso wie aus den analogen Beobachtungen im Adamellogebiet hervor, daß wenigstens ein recht erheblicher Teil der Gänge posttriadisch, ja postjurassisch sein muß; und man hat dann nur noch die Wahl zwischen Kreide und Tertiär. Es gibt nun noch immer in der Geologie eine starke, ja vielleicht vorherrschende Partei, die, wenn es sich um alpine Intrusivgesteine handelt, stets das höchste, überhaupt noch denkbare Alter für wahrscheinlich hält. Mir ist umgekehrt bei der Wahl zwischen Kreide und Tertiär dies letztere weitaus wahrscheinlicher. Ich sehe dabei zunächst ganz von dem bereits im Adamello gewonnenen Ergebnis ab, sondern stütze mich nur darauf, daß mir aus der ganzen alpinen Kreide keine Effusivgesteine bekannt sind, wohl aber aus dem Tertiär, und daß es daher naheliegt, anzunehmen, daß die postjurassischen Gänge entweder als die Ausfüllungen der Eruptionskanäle dieser Effusivmassen oder als ihre in der Tiefe steckengebliebenen Äquivalente aufzufassen sind.

Ich sehe es nun kommen, daß man mit einer zwar bequemen, aber unberechtigten Methode mir als dem Anhänger einer neuen Auschauung den Beweis zuschieben wird, mit der Begründung, daß ich eine Hypothese verträte. Demgegenüber betone ich, daß die Annahme von dem möglichst hohen Alter der Gänge ebenfalls eine Hypothese ist, zwar eine alte, aber deswegen um nichts der neuen vorzuziehende. Wir haben also nicht etwa die Wahl zwischen einer Theorie und einer Hypothese, sondern zwischen zwei Hypothesen; und es handelt sich nur darum, welche von beiden mehr Wahrscheinlichkeitsgründe für sich hat.

---

[1]) Die Porphyrgesteine Österreichs. Wien 1869, pag. 162.

[2]) Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. Wien 1884, pag. 247.

[3]) Ebenda 1889, pag. 90.

[4]) Tschermak's Mitteilungen XIV. 1894, pag. 360.

[5]) Mitteil. d. Naturw. Verein f. Steiermark. 1894. (Zitiert nach Teller.)

[6]) Artini bezeichnet sein Gestein als einen allerdings in vielen Hinsichten abnormen „Augitkersantit“.

[7]) Vergl. bes. l. c. 1902, pag. 328, 1905, pag. 18 u. Verhandl. der k. k. geol. R.-A. 1906, pag. 175.

[8]) Vergl. l. c. pag. 240—241.

[9]) Verhandl. d. k. k. geol. R.-A. 1903, pag. 191.

Für das tertiäre Alter spricht nun aber außer der eben bereits gewürdigten Tatsache des völligen Fehlens effusiver Gesteine in der südalpinen Kreide vor allen Dingen das für die Adamellogesteine erhaltene Ergebnis von pag. 586. Und so darf man wohl bei dem jetzigen Kenntnisstande mit einem sehr hohen Grade von Wahrscheinlichkeit behaupten, daß ein erheblicher, ja wohl der größte Teil der dunklen Gangformation der Südalpen tertiären Alters ist.

Ich bitte aber unbedingt diese Schlußfolgerung nicht zu verallgemeinern. Wir trafen schon im Adamellogebiet prätonalitische, und zwar vermutlich triadische Gänge, die Äquivalente der Laven und Tuffe des Reitzi-, Wengener und Raibler Niveaus an. Dann ist es sicher, daß auch die Quarzporphyre, Porphyrite und Melaphyre[1]) der Permischen Periode gangförmige Äquivalente haben. Eine Anzahl derartiger Gänge sind zum Beispiel am Luganer See zwischen Morcote und Melide seit langer Zeit bekannt und noch jetzt vortrefflich aufgeschlossen. Und endlich lehren die Forschungen Taramellis, Frechs[2]), Milchs, Geyers, Gortanis[3]) und anderer, daß in den karnischen Alpen auch präpermische paläozoische Effusivgesteine auftreten[4]). Auch diesen müssen aber intrusive Äquivalente entsprechen, so daß wir also für die Südalpen wenigstens vier verschiedene Intrusionsepochen der Gänge voraussetzen müssen: Tertiär, Trias, Perm und präpermisches Paläozoikum[5]).

Bei dieser Gelegenheit möchte ich übrigens erinnern, daß ähnliche gangförmige Intrusivgesteine, wenn auch weit seltener, auch im Norden des Alpenhauptkammes nachgewiesen sind. Ich erinnere zum Beispiel an den von Pichler[6]) entdeckten, von Mügge[7]) beschriebenen „Glimmerporphyrit" vom Steinacher Joch, den Cornet[8]) später als „Glimmerdiabas" bezeichnete. Die mit dem Flysch der Nordalpen in Verbindung stehenden basischen Eruptivgesteine zeigen uns ferner, daß tertiäre Eruptionen und Intrusionen in weiter Verbreitung, wenn auch nicht gerade häufig stattfanden[9]).

In welchem Zusammenhange diese nordalpinen Vorkommnisse mit den südalpinen stehen, wie sich die einzelnen Altersgruppen auf das Alpengebiet verteilen, inwieweit sie einem oder mehreren getrennten Magmaherden entstammen, das alles sind bis heute und wohl noch auf lange unlösbare Fragen.

---

[1]) Man vergl. v. Wolffs Angaben über das Auftreten von Melaphyren im Perm der Bozener Gegend (Sitzungsber. d. Berl. Akad. d. Wiss 1905, pag. 1044.)

[2]) Karnische Alpen. 1894, pag. 194 u. f.

[3]) Studi sulle rocce eruttive delle Alpi Carniche. Atti Soc. Toscana Scienze Naturali. Memorie. Bd. 22. 1906, 35 Seiten. Hier auch die übrige Literatur aufgeführt.

[4]) Ob diese, wie Gortani behauptet, wirklich sämtlich oberkarbonisch sind oder wie Frech (pag. 197) annimmt, zu einem Teil untersilurisch, zum anderen unterkarbonisch sind, ist für meine Zwecke nebensächlich.

[5]) Für das Vicentinische Gebiet hatten schon Lepsius und Tornquist im Gegensatz zu Bittner und Taramelli gezeigt, daß die dortigen Gänge jedenfalls nicht einem einzigen sehr kurzen Zeitabschnitt angehören. Neuerdings unterscheidet Maddalena sogar drei ganz verschiedene Intrusionsperioden, nämlich Perm, Trias und Tertiär. Seine tertiären Gänge bezeichnet er als Basalte. — Man vergl.: Osservazioni riassuntive sulle roccie filoniane dell'Alto Vicentino. (Atti Accademia scientifica veneto-trentino-istriana. 1909. 11 Seiten.) Und: Über Eruptivgesteinsgänge im Vicentinischen. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1907, pag. 377—400.

[6]) Neues Jahrb. f. Min. 1880, II., pag. 292.

[7]) Ebenda, pag. 293.

[8]) Jahrb. d. k. k. geol. R.-A. 1888, 38, pag. 591.

[9]) Man vergl. in dieser Hinsicht die Zusammenstellung bei K. A. Reiser, Über die Eruptivgesteine des Algäu. Tschermak's Mitteilungen. 1889. 10., pag. 1—6 des Sonderabdruckes.

6. Petrographische Stellung der dunklen Gangformation des Adamello.

Obwohl an dieser Stelle, wie schon gesagt, keine petrographische Schilderung der Gesteine gegeben werden kann, möchte ich doch ganz kurz auf die bisherigen Hauptergebnisse der petrographischen Untersuchungen hinweisen.

v. Foullon, d. Verf., Monti und Riva in seiner ersten Arbeit[1]) bezeichneten die hierher gehörigen Gesteine als „Porphyrite", beziehungsweise Diabase und unterschieden innerhalb der ersteren die einzelnen Typen nach dem Mineralbestande. In seiner zweiten Arbeit ging Riva[2]) dazu über, die mittlerweile in immer größerer Zahl aufgekommenen besonderen Namen für gangförmig auftretende Gesteine auch seinerseits zu verwenden. Er unterschied die Dioritporphyrite im engeren Sinne von den Lamprophyren und identifizierte einen erheblichen Teil der Vorkommnisse mit den Suldeniten, Vintliten, Malchiten, Spessartiten und Odiniten. Hinsichtlich der von Osann[3]) aus dem Odenwald beschriebenen und als „aplitische Vertreter der Dioritreihe" aufgefaßten Malchite bewies er, daß sie im Adamello basischer als der Tonalit sind, nach der Rosenbuschschen Einteilung dort also gerade umgekehrt zu den Lamprophyren gerechnet werden müssen. Nun zeigte schon Chelius[4]), daß die Malchite im Odenwald nicht zur Ganggefolgschaft des Diorites gehören können, da dieser dort alter als der von den Malchiten durchsetzte Granitit ist. Milch[5]) folgerte daraus und aus der chemischen Beschaffenheit der Odenwaldmalchite, daß sie „als basische Spaltungsprodukte granitodioritischer Magmen" aufzufassen sind. Die von Riva aus dem Adamello beschriebenen „Malchite" aber trennte er wegen ihres hohen Kaligehaltes von den Odenwaldmalchiten ab und reihte sie mit der von Sauer aus dem Schwarzwald beschriebenen Durbachit-Grenzfazies eines Granititmassives zusammen. Er führt Rivas Gesteine geradezu als „Biotithornblende- und Biotit-Augit-Durbachit" auf und sieht in den echten Malchiten, den Lamprophyren und den Durbachiten drei verschiedene Tendenzen basischer Spaltung des Stammmagmas.

Worauf es mir an dieser Stelle ankommt, ist nur die auf Grund all dieser Auseinandersetzungen wohl nicht mehr zu bestreitende Tatsache, daß die „malchitischen" Gänge Rivas aus dem Adamello, mit seinen Spessartiten und Odiniten und natürlich auch den Diabasen zusammen eine im Verhaltnis zum Tonalit basischere Gesteinsgruppe darstellen. Die Dioritporphyrite entsprechen dem Tonalit zum Teil ziemlich gut, zum Teil (Vintlite) führen sie in allmählichen Übergangen zu der basischen Gesteinsgruppe über. Die permischen Quarzporphyre sind wesentlich saurer als der Tonalit und seine Apophysen (IV, V der nachfolgenden Tabelle).

Der jedenfalls triadische Porphyrit der Val di Dezzo reiht sich chemisch mitten zwischen die dunklen Gange ein. Ganz am Ende der Reihe stehen die Diabase.

Um das zu erläutern, gebe ich in der auf pag. 592 und 593 folgenden Tabelle alle mir bekannten Analysen unveränderter Erstarrungsgesteine aus der Adamellogruppe und ihrer nächsten Umgebung. Die zweite Gümbelsche Analyse des Vorkommnisses aus dem Dezzotal und die Dittrichsche Analyse des aus Quarzporphyr hervorgegangenen Serizitschiefers der mittleren Val Camonica[6]) lasse ich weg, weil sie wahrscheinlich, beziehungsweise sicher keinen ganz normalen chemischen Bestand angeben.

---

[1]) 96. I.

[2]) 1897.

[3]) Mitteil. d. badisch. geol. Landesanst. 2. 1892, pag. 380.

[4]) Notizblatt Darmstadt, 1897, IV. Folge, Heft 18, pag. 20.

[5]) Zentralblatt des Neuen Jahrb. f. Min. 1902, pag. 679-680.

[6]) Vergl. pag. 365.

In der Tabelle habe ich nur die bereits in der Literatur angegebenen Namen angeführt, mich aber nicht darauf eingelassen, auf Grund der Rivaschen und anderen Beschreibungen, beziehungsweise meines Materiales die Umbestimmung in „Odinite", „Spessartite" usw. vorzunehmen. Für den in dieser Arbeit verfolgten Zweck ist es ohnedies gleichgültig, wie die Gesteine heißen; und eine Neubestimmung wäre nicht ohne eine hier zu vermeidende kritische Untersuchung der ganzen Art der Namengebung möglich gewesen.

Wir haben nun schon in dem Abschnitte über das Alter der dunklen Gänge festgestellt, daß es im Adamello prätonalitische und posttonalitische Gänge gibt[1]). Die ersteren gehören vermutlich der Trias, die letzteren der Tertiärperiode an. Doch ist es nicht einmal auszuschließen, daß unter den prätonalitischen Gängen auch präpermische paläozoische Gesteine vertreten sein könnten. Es ist aber bis zum heutigen Tage für einen großen Teil der Vorkommnisse noch gänzlich unbekannt, ob sie überhaupt der ersten oder der zweiten Gruppe zuzurechnen sind. Und ebenso wissen wir nichts über die geologische Lebensdauer von Magmabassins. Es ist vielmehr einerseits denkbar, daß im Adamellogebiet ein und dasselbe Magmabassin von der Trias oder gar vom präpermischen Paläozoikum an bis in die Tertiärzeit bestanden habe. Anderseits ist es möglich, daß ein älterer erschöpfter Magmaherd zur Tertiärzeit infolge einer neuen Tiefenintrusion durch einen zweiten jüngeren abgelöst worden sei. Im südlichen Schwarzwald und dem benachbarten Kaiserstuhl zum Beispiel finden wir zur Tertiärzeit alkalireiche Effusivgesteine von ganz anderem chemischem und mineralogischem Gepräge als die karbonischen Tiefengesteine und archäischen Eruptivgneisse. Im einen Falle müssen wir also die permischen Quarzporphyre, die triadischen basischen Laven und Gänge, den tertiären Tonalit und die seiner Intrusion folgenden sauren und basischen Gänge als Spaltungsprodukte eines einzigen Muttermagmas ansehen. Die zweite Annahme wird zwei, drei oder mehr getrennte Muttermagmen als Schöpfer der einzelnen Altersgruppen auffassen. Unter diesen Umständen scheint eine Spekulation über die Frage der Magmadifferenzierung in der Adamellogruppe zurzeit fast aussichtslos zu sein. Immerhin aber können wir zu einem Teilergebnis gelangen, wenn wir uns auf die Betrachtung der Tonalitmasse und der sicher posttonalitischen und nur durch einen kleinen Zeitzwischenraum von ihrer Intrusion getrennten Gesteine beschränken. Diese Gebilde werden wir dann mit einer an Gewißheit grenzenden Wahrscheinlichkeit als Spaltungsprodukte eines einzigen Muttermagmas auffassen dürfen. Es sind das nun aber nicht bloß, wie man gewöhnlich vorauszusetzen scheint, die sauren (aplitisch-pegmatitischen), basischen (lamprophyrischen sensu largo) und chemisch dem Tiefengestein gleichstehenden (dioritporphyritischen) Gänge, sondern es gehören dazu als ein quantitativ äußerst wichtiger, für alle genetischen Erwägungen höchst bedeutsamer Bestandteil die Lazerationssphäroide, vulgo „basischen Ausscheidungen" oder „Schlierenknödel" und die mitunter, aber keineswegs immer gangartig gestalteten anderen dunklen und hellen Schlieren. Erst die Gesamtheit dieser Gebilde zusammen mit dem in der Tiefe stecken gebliebenen und daher noch unbekannten Magma des Urortes und zusammen mit dem sichtbaren Tiefengestein liefert uns das Muttermagma. Es erhellt schon daraus, wie falsch es ist, die Spaltungsprodukte eines Magmas schlechthin als Ganggesteine zu bezeichnen. Ich habe daher schon vor einer Reihe von Jahren in meinen Vorlesungen begonnen statt dieses Ausdruckes die allerdings nie von mir publizierte Bezeichnung „Spaltungsgesteine" zu verwenden. Dieser Ausdruck ist nun ganz unabhängig von mir von Rinne 1901 in

[1]) pag. 585.

I. Quarzporphyr Monte Muffelto (Val Trompia)		II. Quarzporphyr Malga Serra Caprile (Caffarotal)	III. Tonalit Lago d'Avio	IV. Quarzglimmerdiorit Val Moja	V. Quarzglimmerdiorit Val Rabbia	VI. Granatführender Quarzglimmerporphyrit (Salomon, 518. Ebenso Riva, 96. I 209). Monte Colmo.	VII. Hornblendeporphyrit (Riva, 96. I. 194). Suldenit (Riva, 97. 11). Dioritporphyr (v. Rath, 1864, 265.) Val San Valentino.
SiO_2	71·50	71·10	66·91	66·75	65·73	63·62	62·22
TiO_2	0·25	—	—	—	—	—	—
Al_2O_3	10·79	15·92	15·20	15·90	16·20	17·72	20·17
Fe_2O_3	3·52	3·17	6·45 (for Fe_2O_3 + FeO)	3·73	2·66	3·21	4·56
FeO	2·88	0·34		1·84	1·68	3·40	0·70
MnO	0·30	—	—	—	—	—	—
CaO	0·15	0·88	3·73	3·11	3·12	4·83	6·07
MgO	0·31	Spur	2·35	1·23	1·28	1·49	1·20
Na_2O	2·76	3·17	3·33	3·38	4·12	2·29	5·12
K_2O	6·87	6·11	0·86	1·98	1·89	1·99	2·07
H_2O	1·00	0·11	0·16	1·22	1·47	Glühverlust 1·09	0·10
CO_2	0·13	0·45	—	—	—	—	—
P_2O_5	Spur	—	—	—	—	—	—
Summe	100·46	101·25	98·99	99·14	98·15	99·67	102·21
Analytiker	Guembel.	Riva.	G. v. Rath.	Riva		Riva.	Riva.
Alter:	Perm.	Perm.	Tertiär.	Tertiär.		? (Tertiär.)	?

VIII. Malchit (Riva. 97.) Biotit-Hornblende-Durbachit (Milch) Passo di Campo (Riva. 97. 19.)		IX. Malchit (Riva. 97.) Biotitaugit-Durbachit (Milch. 1902. 684.) Südufer d. Lago d'Arno. (Riva. 97. 19.)	X. Glimmerhornblende-porphyrit (Riva. 96. I.) Mikrodiorit (Lepsius) Monte Rema. (Lepsius. 181.)	XI. Quarzglimmer-porphyrit Val di Dezzo.	XII. Uralitporphyrit (Salomon, 551.) Uralitporphyrit (Riva, 96. I. 219.) Nordabhang d. Monte Colmo.	XIII. Porphyrit (v. Foullon. 764.) Hornblende-porphyrit (Salomon. 550.) Hornblende-porphyrit (Riva, 96. I. 197.) Val Moja, zwischen Pozzolo und Preda	XIV. Hornblende-porphyrit (Riva. 96. I. 188.) Odinit mit Vintlitsalband (Riva. 97, 12. 25.) Mittlere Val Moja. (Ilmenitfrucht-schiefer.)	XV. Diabas (Riva, 96. I. 214.) Westlich Galleno.
SiO_2	57·48	56·77	56·78	55·60	53·82	53·71	51·80	45·98
TiO_2	—	—	—	—	—	—	—	—
Al_2O_3	16·82	20·02	13·34	22·30	13·12	25·51	19·95	19·93
Fe_2O_3	8·49	6·40	1·07	3·50	15·06	7·19	11·86	8·62
FeO			9·92	4·50	0·07	1·74	1·52	6·04
MnO	—	—	—	—	—	—	—	—
CaO	5·45	5·40	9·37	1·75	8·51	4·60	8·10	6·29
MgO	4·64	3·70	4·25	1·65	5·56	1·24	3·53	5·46
Na_2O	2·63	4·01	2·89	1·56	2·78	4·50	3·23	3·41
K_2O	4·57	3·94	1·68	3·42	2·87	1·15	0·99	1·29
H_2O	0·25	0·13	0·86	2·42	0·19	0·20	0·17	Glühverl. 2·10
CO_2	—	—	—	2·52	—	—		—
P_2O_5	—	—	—		—	—	—	—
Summe	100·33	100·36	100·16	99·22	101·93	99·84	101·15	99·12
Analytiker:	Riva.	Riva.	Lepsius.	Guembel	Riva.	Riva.	Riva.	Riva.
Alter:	?	Tertiär.	?	Trias.	Tertiär.	?	?	?

seiner Gesteinskunde[1]), wenn auch in etwas anderer Form und Ausdehnung in die Literatur eingeführt worden. Rinne unterschied nämlich Rosenbusch's „granitporphyrische Ganggesteine" als „Plutonitporphyre" oder „Batholithporphyre" von den sauren und basischen Spaltungsprodukten als „Schizolithen" (Spaltgesteinen), beziehungsweise „Schizolithporphyren". Weinschenk[2]) spricht 1902 von „Spaltungsgängen" = „zusammengesetzten Gängen", meint aber damit das, was von anderer Seite gewöhnlich als „gemischte Gänge" bezeichnet wird. An einer anderen Stelle (pag. 44) gliedert er „das Ganggefolge" in Pegmatite, „in Gänge von normaler Zusammensetzung, aschiste Gänge (griechisch aschistos, ungespalten) und in Spaltungsgesteine, diaschiste Gänge (griechisch diaschistos, gespalten) oder Schizolithe von aplitischem, respektive lamprophyrischem Charakter"[3]). Die „basischen Putzen", meine Lazerationssphäroide, faßt er als „Resorptionsschlieren" auf, die „durch lokale Auflösung eingeschlossener Fragmente des Nebengesteins entstanden" seien.

Beide Forscher beschränken also den Namen „Schizolithe" oder „Spalt-, beziehungsweise Spaltungsgesteine" auf das, was die Rosenbusch sche Schule als aplitisch-pegmatitische und lamprophyrische Ganggesteine bezeichnet. Zu den Spaltungsgesteinen gehören aber nach meiner Auffassung mit demselben Recht auch die basischen Lazerationssphäroide und die Gesamtheit der nicht durch Resorption fremder Einschlüsse entstandenen Schlieren. Ja, auch das Tiefengestein mit den ihm chemisch ähnlichen „Plutonitporphyren" oder „aschisten Gängen" und der uns unzugängliche am Urort erstarrte Rest des Muttermagmas werden nicht mehr der chemischen Beschaffenheit des ursprünglichen Muttermagmas entsprechen. Ebensowenig werden das zur Effusion gelangte Ausläufer des Magmaherdes im allgemeinen tun.

Eigentlich werden also wohl alle unserer Beobachtung zugänglichen Erstarrungsgesteine „Spaltungsgesteine" sein. Es hätte aber gewiß keinen Sinn, den Namen in diesem Sinne zu verwenden, es empfiehlt sich vielmehr, ihn auf diejenigen Bildungen zu beschränken, die gewissermaßen als untergeordneter Zubehör zu dem ja sicherlich im allgemeinen dem Muttermagma noch recht ähnlichen Tiefengestein auftreten, sich aber, sei es strukturell, sei es mineralogisch oder chemisch von ihm wesentlich unterscheiden. Diese Gefolgschaft eines Tiefengesteines besteht wohl nie allein aus Gängen. Fast stets treten zu den Gängen die Urausscheidungen, sehr häufig andere dunkle oder helle Schlieren und nicht weniger häufig saure oder basische Grenzfazies[4]). Der Ausdruck „Ganggefolgschaft" umfaßt also nur einen Teil der Spaltungsgesteine. Es ist nicht angängig, diesen Teil pro toto zu setzen. Wohl aber kann man bei der hier gewählten Abgrenzung die „granitporphyrischen Ganggesteine" Rosenbuschs' = Rinnes „Plutonitporphyren" und Weinschenks „aschisten Gängen" zu den Spaltungsgesteinen stellen. Denn sie unterscheiden sich strukturell stets von dem Tiefengestein und stimmen auch chemisch keineswegs immer genau mit ihm überein. Der Rinnesche Ausdruck scheint mir am glücklichsten gewählt zu sein. Die Bezeichnung „Ganggestein" wird sich auf die Dauer nur für diejenigen Gesteinstypen aufrechterhalten lassen, die wirklich nur oder doch fast nur als Gänge bekannt sind. Derartige Typen bilden aber, wie nicht scharf genug hervorgehoben werden kann, weder durch ihre geologischen noch strukturellen noch chemisch-mineralogischen Eigenschaften eine den Tiefengesteinen und Ergußgesteinen gleichwertige und koordinierbare Gruppe.

Betrachten wir nach dieser nötigen Abschweifung die Spaltungsgesteine des Adamello, so haben wir, abgesehen von unbedeutenden Gebilden, dort folgende gut charakterisierte Typen:

[1]) pag. 95 und 107.

[2]) Grundzüge der Gesteinskunde. I. Freiburg i. Br. pag. 42.

[3]) Entsprechende Auseinandersetzungen finden sich auch im zweiten Teil. 1905, pag. 142 u. f.

[4]) Z. B. Sauers Durbachit u. die hornblendefreien Grenzfazies des Adamellotonalites.

1. Aplite und Pegmatite.
2. Plutonitporphyre.
3. Lamprophyre.
4. Gewöhnliche basische Lazerationssphäroide.
5. Andere, meist deutlich als langgestreckte Schlieren, seltener als Lazerationssphäroide auftretende basische Tiefengesteine wie Biancotonalit, Riesentonalit, Nadeltonalit.
6. Saure hornblendefreie Grenzfazies.

Ihre Altersfolge ist klar.

Unmittelbar auf den Normaltonalit und die mit diesem gleichalterige Grenzfazies Nr. 6 folgen die Aplite und Pegmatite (1), darauf 2 und 3 in noch nicht bekanntem gegenseitigem Verhaltnis. Älter als der Tonalit sind 4 und 5. Und zwar sind die gewöhnlichen Lazerationsspharoide (4) älter als die groberkörnigen Spaltungsprodukte (5). Das ergibt das folgende Schema:

I. Alt	— 4	— 5 —	Tonalit	und Grenzfazies 6	—	1	<	2 3	— Jung
	basisch	basisch	mittel	sauer		sehr sauer		mittel basisch	

Es ist nicht unmoglich, wenn auch bisher unwahrscheinlich, daß von den dunklen pratonalitischen Gängen ein Teil der Tonalitintrusion unmittelbar vorausgegangen sei und somit in diese Reihe vor 4 einzuschalten wäre.

Halt man die permischen und triadischen Erstarrungsgesteine für Spaltungsgesteine desselben Muttermagmas, so bekame man die folgende Reihe:

II. Sehr sauer — basisch — basisch — basisch < mittel / sauer > sehr sauer < mittel / basisch.

Irgendeine regelmaßige Folge laßt sich in keiner der beiden nur den SiO_2-Gehalt berücksichtigenden Reihen erkennen. Zwecklos aber scheint es mir bei dem jetzigen Erkenntnisstande zu sein, eine feinere Differenzierung der Spaltungsprodukte nach dem Gehalt an anderen Verbindungen als Kieselsäure vorzunehmen.

Schon auf pag. 514 ist das Altersverhaltnis von 4, 5, Tonalit, 1, 2 und 3 zur Ergründung gewisser geologischer Vorgange verwertet worden. Ich hatte zu zeigen versucht, daß wir am Urort Differentiationen des Magmas annehmen müssen, die eine basische Decke über einem saureren Restmagma erzeugten. Bei der Emporbewegung dieses letzteren zum Erstarrungsort wurde die Decke durchbrochen, zerrissen und lieferte die Lazerationsspharoide. Selbstverständlich lasse ich dabei die Frage offen, ob nicht der „Urort" eigentlich ein „Zwischenort" ist.

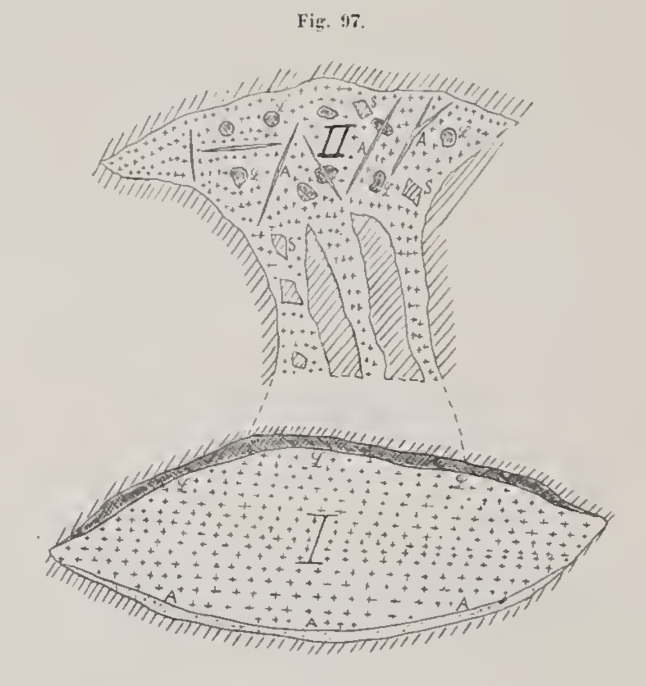
Am Erstarrungsort tritt gewöhnlich wieder eine Differentiation in Kerngestein und Randfazies ein. Es ist bekannt, daß diese letzteren keineswegs immer, wie im Adamello, saurer als das Kerngestein sind. Ich erinnere nur wieder an S a u e r s basische Durbachitgrenzfazies an dem Schwarzwälder Granitit.

Unmittelbar nach vollendeter Erstarrung des Kerngesteins, ja in manchen Fällen (Baveno) vielleicht noch vor völliger Beendigung dieses Prozesses beginnt die Bildung der Pegmatite und Aplite, die sich im Adamellogebiet, wie auf pag. 505 erläutert, gegenseitig durchsetzen und gelegentlich in derselben Gangspalte auftreten. Die Entstehung der Pegmatite aus dem „Magmasaft", das heißt der nach Ausscheidung der Kerngesteinsmineralien noch verbleibenden wesentlich

wässerigen Lösung kann nicht zweifelhaft sein. Auch die Feldspatquarzdrusen des Bavenoër Granitites gehören in dieselbe Kategorie wie die Pegmatite und zeigen durch ihre Form, daß in Baveno die Schrumpfungsrisse noch nicht zur Pegmatitbildungszeit entwickelt waren. Wo dagegen die Zerreißung der erstarrten und sich weiter abkühlenden Masse bereits begonnen hatte, da entstanden Pegmatitgänge, keine ·Drusen.

Zweifelhaft ist mir die Herkunft des Aplitmateriales. Reyer[1]) nahm für die Aplite wie die Pegmatite die Entstehung als Exsudate aus den „halberstarrten Massen" an und sagt an einer anderen Stelle: „Es macht entschieden den Eindruck, als ob aus einer Masse, in welcher noch

Fig. 97.



Schema der Differentiation eines Tiefengesteines.

Am Urort (*I*) basische Decke (*L*) und aplitische Unterzone (*A*). Am Erstarrungsort (*II*) Schollen des Daches (*S*), Lazerationssphäroide (*L*) und Aplit-Pegmatitgänge (*A*). Die Maße dieser beiden letzteren sind außerordentlich übertrieben.

einige Gemengteile beweglich waren, gerade diese in die entstandenen Klüfte vorgeschoben (ausgeschwitzt) worden seien." Er nennt die „hellen Blätter" ohne Unterscheidung der Pegmatite und Aplite mit dem gemeinsamen Namen „Kluftblätter". Auf pag. 429 gibt er übrigens für die Kluftblätter an: „Entstehen in starren oder halbstarren Massen Risse und werden diese durch mineralische Sekretionen ausgefüllt, so entstehen Kluftblätter."

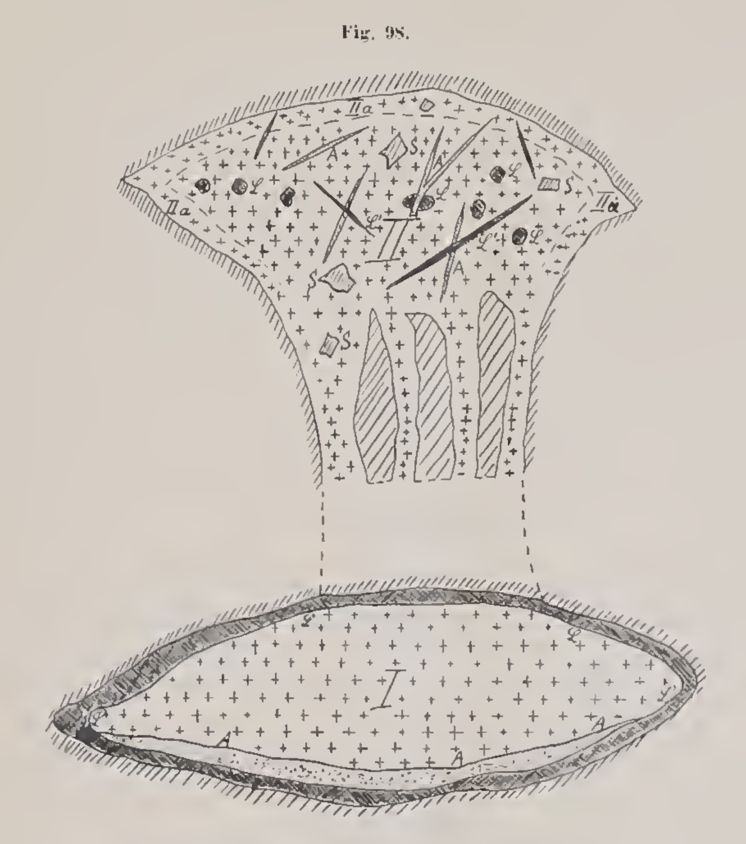
Bei dieser Auffassung bleiben die unleugbar vorhandenen Verschiedenheiten zwischen Apliten und Pegmatiten unerklärt, das grobe, vielfach riesenhafte Korn der Pegmatite, die sogenannte „panidiomorphkörnige" Struktur der Aplite, das nach meinen Erfahrungen viel häufigere Auftreten

[1]) 1881. pag. 428. Vergl. auch pag. 503 dieser Arbeit.

seltener Übergemengteile in den Pegmatiten und ihr damit in Zusammenhang stehender Reichtum an seltenen Erden, an Bor und Fluor.

Wenn beide wirklich dieselbe Entstehung hätten, warum ist dann kein Aplitanalogon zu den Pegmatitdrusen von Baveno bekannt? Warum fehlt die in in manchen pegmatitischen Gängen angedeutete bilateral-symmetrische Textur der Gemengteile, die in den Pegmatiten wiederholt beobachtete Anordnung langgestreckter Mineralien senkrecht zum Salband, in den Apliten ganz und gar?

Fig. 98.



Vollständigeres Schema der Differentiation eines Tiefengesteines.

Die Bezeichnungen wie in Fig. 97.

Der basischen Decke entspricht hier noch unter der Aplitzone eine basische Bodenmasse, welche die Lamprophyrgänge (*L*) liefert. Außerdem ist die Bildung einer sauren Randzone (*IIa*) am Erstarrungsorte angedeutet.

Alle diese Gründe führen mich dazu, es wenigstens vorläufig für wahrscheinlicher zu halten, daß die Aplite als echte Nachschubgänge gebildet wurden, und zwar als Nachschub, welcher der Erstarrung des Kerngesteins so unmittelbar folgte, daß er den Pegmatit-Magmasaft vielfach noch in den Schrumpfungsrissen antraf[1]). Er konnte sich mit ihm in den Spalten mischen und dann

[1]) Ich habe diese Anschauung mittlerweile auch in den Berichten des Oberrhein. Geolog. Vereines 1909, Heft 42, pag. 10, ausgesprochen.

Gänge erzeugen, in denen beide Gesteine in unregelmäßiger Verteilung auftreten (Heidelberg) oder das eine die Salbänder, das andere die Mittellage bildet.

Machen wir aber diese Annahme, dann sind wir gezwungen, am Urort nicht bloß wie auf pag. 514. eine doppelte, sondern sogar wenigstens eine dreifache Differentiation anzunehmen, wie sie die schematische Figur 97 andeutet.

Die Decke des Magmas am Urort liefert die Lazerationssphäroide, die zentrale Hauptmasse das Kerngestein, die saure Unterzone den Aplit.

Freilich bleibt auch bei dieser Darstellung die Rolle der auf die Aplitintrusionen folgenden dunklen, lamprophyrischen und mittelsauren Gänge unklar. Die Tatsache, daß die Lamprophyre in vielen Fällen chemisch gut mit den Lazerationssphäroiden übereinstimmen, läßt sich aber so deuten, daß noch unter der aplitischen Differentiationsschicht wieder eine basische Grenzschicht folgt, wie das in Fig. 98 dargestellt ist.

Es ist also offenbar am Urort **eine peripherische Anreicherung der basischen Bestandteile ohne Rücksicht auf die Gravitation anzunehmen.**

Die untere Hälfte der lamprophyrischen Differentiationskruste kann wegen ihrer Lage in größerer Tiefe flüssig bleiben, während die obere infolge rascherer Abkühlung schon halb oder ganz erstarrt ist. Die untere Hälfte kann dann zeitlich als letztes Glied des Urmagmas emporgepreßt werden und wird bei genügendem Zeitabstand die Kerngesteine und ihre Nachbarn hinreichend abgekühlt vorfinden, um verdichtete Salbänder zu bilden, während diese wenigstens nach meinen ziemlich ausgedehnten Erfahrungen den Apliten stets fehlen.

Wer will, mag in der Figur 98 zwischen den Aplit und die untere Lamprophyr-Grenzschicht des Urortes noch eine mittelsaure Übergangsschicht einschalten, um das Auftreten der Plutonitporphyre (Rinne) zu erklären.

Ich betone selbstverständlich, daß ich die in den Figuren 97 und 98 zum Ausdruck kommende Hypothese durchaus nicht als bewiesen ansehe. Sie liefert aber ein nach meinem Dafürhalten mögliches Bild und mag so lange als Arbeitshypothese dienen, bis sie durch eine bessere ersetzt wird.

Nachträge.

Wie schon im ersten Teil auf pag. 6 gesagt, habe ich eine Reihe von Arbeiten, die mir erst nach Vollendung meiner entsprechenden Manuskriptteile vorlagen, im Text entweder nur noch in Fußnoten oder gar nicht mehr berücksichtigen können. Andere sind mir erst nach der Drucklegung zugegangen oder bekannt geworden. So möchte ich hier wenigstens auf einige der wichtigeren kurz eingehen. Vor allen Dingen habe ich zu erwähnen:

„G. B. Treuer: Geologische Aufnahme im nördlichen Abhang der Presanellagruppe“, Jahrb. d. k. k. geolog. Reichsanstalt zu Wien, 1906, 56, pag. 405—496 und denselben Autor in „W. Hammer und G. B. Trener: Erläuterungen zur geologischen Karte der Österr.-Ungar. Monarchie, SW-Gruppe Nr. 78, Bormio und Passo del Tonale“, sowie die zugehörige geologische Karte in 1 : 75.000.

Treners Aufnahme umfaßt nämlich auch den bereits von mir kartierten Nordhang der Presanella. Treuers und meine Auffassungen stimmen in vielen Punkten überein, weichen aber auch in einigen nicht unwesentlichen Dingen voneinander ab. Bei der Diskussion dieser Punkte ergibt sich für mich eine eigentümliche Schwierigkeit daraus, daß meine Begehungen des betreffenden Gebietes ebenso wie eine Anzahl kurzer darüber von mir veröffentlichter Berichte älter sind als die Trenerschen, daß aber die ausführliche Darstellung dieses Autors vor meiner ausführlichen Veröffentlichung erschienen ist. Ich hatte also nicht mehr die Möglichkeit, die Orte, deren erneute oder erstmalige Begehung mir für die Erörterung unserer Meinungsverschiedenheiten wichtig gewesen wäre, überhaupt oder noch einmal zu besuchen, während er aus meinen vorläufigen Mitteilungen wenigstens über eine Reihe mir bedeutungsvoll erscheinender Punkte Kenntnis hatte.

Da ich nun im Augenblick auch keine Möglichkeit habe, hier eine eingehende Besprechung der strittigen Fragen zu veranstalten, so greife ich nur einige wenige Punkte heraus, um den Leser in den Stand zu setzen, rasch die hauptsächlichsten Unterschiede unserer Auffassungen zu erkennen. Ich behalte mir indessen vor, später einmal ausführlicher darauf zurückzukommen. Von vornherein will ich aber anerkennen, daß Trener sich durch die sehr sorgfältige Aufnahme und Darstellung ein wirkliches Verdienst erworben hat. Er hat offenbar auf den relativ kleinen von ihm untersuchten Gebirgsabschnitt viel mehr Zeit verwenden können als ich. Sein Begehungsnetz dürfte daher viel dichter und vollständiger sein als das meinige. Er hat ferner auch jedenfalls die mir dauernd unzugänglich gebliebene Originalaufnahme der österreichischen Karte in 1 : 25.000 zur Verfügung gehabt, während ich nur sehr viel kleinere und schlechtere Karten benützen konnte.

Ich bespreche eine Reihe von Punkten in der Anordnung, in der Trener sie in seiner Hauptarbeit behandelt.

Zu pag. 407 und 408 bei Trener. Die Stachesche Originalaufnahme ist mir und wohl ebenso allen anderen Forschern, die außerhalb des Verbandes der k. k. geologischen Reichsanstalt standen, bis 1903 unzugänglich gewesen. Sie wurde mir erst in diesem Jahre durch das freundliche Entgegenkommen der Direktion und des Herrn Bergrates Teller in einer handkolorierten Kopie zugänglich gemacht. Ich habe sie daher für meine erste Karte, die im Original der k. k. Reichsanstalt übergeben wurde, nicht benützen können. Erst 1904, als ich meine letzte Revision an Ort und Stelle ausführte, hatte ich die Stachesche Karte zur Verfügung und verdanke ihr daher nur eine kleine Zahl in dem ersten Hefte dieser Monographie hervorgehobener Angaben und Anregungen. (Vergl. besonders pag. 25 dieser Arbeit.)

Zu pag. 411. Die Serpentinmasse der Val Ussaja muß ich nach meinen Präparaten noch immer für das Umwandlungsprodukt eines Bronzit-Olivingesteines, nicht aber, wie Trener glaubt, eines Amphibolitzuges halten. (Vergl. pag. 146 dieser Arbeit.)

Zu pag. 415 u. f. „Tonalitgneiß". Trener will im Gegensatz zu mir und meinen Vorgängern im Adamello, unter diesem Namen nicht mehr den „Tonalit mit paralleler Struktur" verstehen; „denn dieser ist nach meinen (sc. Treners) Beobachtungen selbst in der äußersten Randzone, wo die parallele Struktur am stärksten hervortritt, immer von einem geübten Auge als Eruptivgestein, und zwar als Tonalit zu erkennen" usw. Ich muß gestehen, daß ich hinsichtlich der Zweckmäßigkeit dieser Definitionsart auch jetzt noch anderer Meinung bin. Da es sich aber nur um einen Definitionsunterschied handelt, so möchte ich an dieser Stelle eine Diskussion vermeiden.

Zu pag. 417 u. f. „Entstehung des Tonalitgneisses". Aus meinen Ausführungen auf pag. 515 u. f. dieser Arbeit dürfte hervorgehen, daß Treners und meine Anschauungen nicht mehr so weit voneinander entfernt sind, als es ihm auf Grund meiner früheren Arbeiten erscheinen mußte. Immerhin möchte ich doch auch jetzt noch betonen, daß außer primärer Parallelstruktur des Tonalites sicher auch echte, lange nach der Erstarrung des Gesteines erfolgte kataklastische Zermalmungen eine nicht unerhebliche Rolle spielen. Gesteine, wie die auf pag. 149 dieser Arbeit beschriebenen „zerriebenen" Tonalite kann ich mir nicht anders entstanden denken; und gerade in diesen Fällen ist die Beziehung zu der in ihrer nächsten Nähe durchstreichenden Judikarienlinie ganz außer Zweifel.

Trener hebt auf pag. 418 hervor, daß im Süden von Pinzolo eine Tonalitgneiszone fehlt, obwohl die Distanz des Tonalites von der Judikarienlinie seiner Ansicht nach ausreichen müßte, um eine Schieferung hervorzurufen, wenn sie im Norden bei Pinzolo die Ursache der Schieferung wäre. Demgegenüber bemerke ich, daß, wie auf pag. 153 beschrieben, bei Pinzolo wahrscheinlich in der Sarca-Ebene ein Seitenast der Judikarienlinie verläuft und daß ferner weiter im Süden die mächtige Rendenaschieferzone zwischen der Verwerfung und dem Tonalit sehr wohl die mechanischen Wirkungen der Verschiebung in sich verbraucht haben kann. Das gibt denn auch Trener selbst bereits zu.

Was die Ursache der primären Schieferung des Tonalites betrifft, so wolle man Treners Annahme auf pag. 423 seiner Arbeit mit der meinigen auf pag. 518 dieser Arbeit vergleichen.

Sehr interessant ist Treners Feststellung einer basischen Randfazies des Tonalites. Nicht dagegen kann ich mich seiner Auffassung der „Schlierenknödel" als magmatischer Ausscheidungen in situ anschließen (pag. 424 bei Trener). Man vergl. darüber meine Ausführungen auf pag. 514.

Zu pag. 426. Kontaktmetamorphose hatte ich nicht nur aus Val Stavèl und Val Piana, sondern auch bereits vom Tonalepaß beschrieben. (Vergl. Salomon, 1891 [3], pag. 414, und 1897 [2],

pag. 170). Ich halte es für möglich, daß Trener mit seiner auf pag. 427 ausgesprochenen Vermutung über die Entstehung der Schieferstruktur in den Kontaktprodukten des Presanellarandes recht hätte. Doch bin ich augenblicklich nicht in der Lage, mein Material daraufhin zu untersuchen und nachzuprüfen.

Zum Abschnitt über die Tektonik (pag. 431 u. f.). Trener faßt im Gegensatz zu mir den Parallelismus zwischen dem Streichen der Schiefer und der Tonalitgrenzfläche „als eine ganz natürliche Folge der Tektonik des Gebirges" auf. Er berücksichtigt dabei nicht, daß dieser Parallelismus auch dort besteht, wo das Streichen des von dem Tonalit entfernten Schiefergebirges rechtwinklig zu der Tonalitgrenzfläche verläuft (Westseite des Massives). Sollte der von ihm wiederholt angeführte [1]) „Quarzitzug, welcher keine Spur von Zerrüttung zeigt und kilometerweit gradlinig zieht", nicht als Gangquarzit aufgefaßt werden können?

Trener wendet sich gegen die Auffassung der von mir 1891 [2]) beschriebenen Tonalelinie als Bruch und legt dabei besonderen Wert darauf, daß auch noch nördlich von dem Pianagneis meiner Karte eine schmale Phyllitzone auftritt. Als Gegenbeweis kann ich das wirklich nicht anerkennen. Wenn tatsächlich, wie zum Beispiel Termier und Suess annehmen und wie ich 1905 deutlich gezeigt zu haben glaube, an dieser Linie zwei ganz verschiedene Erdkrustenteile aneinandergepreßt und verschoben wurden, so ist es ein Streit um Worte, ob man diese Linie als „Bruchlinie" bezeichnen will oder nicht. Jedenfalls ist sie weder eine Fläche normaler Übereinanderlagerung von Sedimenten, noch ein normaler Intrusivkontakt. Und auch Trener ist gezwungen, die Existenz einer „Pressungszone" an derselben Linie anzunehmen [3]). Haben wirklich längs dieser Linie gewaltige Verschiebungen stattgefunden, so ist die Abquetschung einer schmalen Zone von Phylliten nichts Wunderbares. Außerdem bemerke ich, daß ich ja auch aus dem Gebiet der Tonaleschiefer Phyllite als integrierende Bestandteile dieses Systemes beschrieben habe, so daß man nicht einmal gezwungen wäre, eine solche, mir übrigens ganz normal erscheinende und aus allen Gebieten der Decken längst bekannte Abquetschung anzunehmen.

Was endlich die von Trener gewählte Bezeichnung der von mir als Reibungsbreccie aufgefaßten Gesteine als „Grauwacke" betrifft, so kann ich mich hier meinem verehrten Kollegen nicht anschließen. Die von ihm zum Vergleiche herangezogenen „Schliffe kambrischer Grauwacken aus Böhmen" kenne ich nicht, wohl aber Grauwacken aus dem rheinischen Schiefergebirge, dem Harz, den Vogesen, dem Adamello selbst und vielen anderen Gegenden. Ich kann aber nicht die geringste Ähnlichkeit zwischen ihnen und meinen ganz von Rutschflächen durchzogenen Reibungsbreccien des Presanellarandes erkennen.

Zu pag. 441. Trener hebt es als einen Mangel hervor, daß ich 1890 die Plagioklase des Tonalites nicht bestimmt habe. Ich möchte zur Erklärung dieses Mangels darauf hinweisen, daß 1890 die Methoden der Plagioklasbestimmung nicht so entwickelt waren wie jetzt und daß ich den Grund, warum ich eine genauere Bestimmung nicht vornehmen konnte, genau angeführt habe. (Salomon, 1890, pag. 544.) Es ist aber sehr erfreulich, daß Trener jetzt eine sorgfältige petrographische Untersuchung des Tonalites und der anderen Gesteine seines Aufnahmebezirkes mit den seitdem erfundenen und zum Allgemeingut gewordenen Methoden durchgeführt hat.

[1]) pag. 414, 432, 469.

[2]) Ganz unabhängig von der damals noch nicht existierenden oder doch höchstens embryonalen Deckentheorie.

[3]) Er sagt (pag. 437): „Eine festgestellte Tatsache ist das Vorhandensein einer zerquetschten Zone längs des Vermiglianatales und folglich langs des Verlaufes der fraglichen Bruchlinie".

Leith, Ch. K. Rock Cleavage. Bulletin 239. U. S. Geological Survey. Washington 1905[1].

Becker. G. F. Current Theories of Slaty Cleavage. Amer. Journal of Science, Bd. 24, 1907, pag. 1—17.

Die vorstehenden beiden Untersuchungen über Schieferung sind mir leider erst nach dem Erscheinen des ersten Teiles der vorliegenden Arbeit bekannt geworden, die erstere durch freundliche Hinweise der Herren Loewinson-Lessing und Erdmannsdörffer, die letztere dadurch, daß der Verfasser die Freundlichkeit hatte, mir einen Sonderabdruck zu schicken. Leider ist die Leithsche Arbeit in Heidelberg zurzeit (Juli 1910) noch nicht in einer der öffentlichen Bibliotheken vorhanden. Doch sehe ich aus einem mir auf kurze Zeit von außerhalb zur Verfügung gestellten Exemplare, daß Leith schon vor mir „Original" und „Secondary Cleavage" genau entsprechend meiner „primären" und „sekundären Schieferung" (diese Arbeit, pag. 313 u. f.) unterschieden hat.

Eine genauere Diskussion der beiden Abhandlungen kann ich jetzt, unmittelbar vor meiner Abreise nach Stockholm, auch nicht mehr vornehmen, behalte sie mir aber für die Zukunft vor und werde sie mit der Besprechung der einschlägigen Ergebnisse von Erdmannsdörfers „Eckergneis" (Jahrb. d. Preuß. geol. Landesanst. 1909) verbinden.

Boehm, Georg. Geologische Ergebnisse einer Reise in den Molukken. (Congrès geologique International. Compte Rendu de la IX. Session. Wien 1904, 1 Heft, pag. 657 u. f.)

In dieser kurzen, aber wichtigen Arbeit, an die ich bei der Abfassung meines Abschnittes über die Riff-Frage nicht gedacht hatte, sind Beobachtungen veröffentlicht, mit denen meine Ausführungen gut in Einklang stehen. Der Verfasser führt aus, daß in dem von ihm untersuchten Gebiete die „rezenten Korallen nur dünne Krusten oder Schleier auf allen möglichen Gesteinen" bilden. Man vergleiche in dieser Hinsicht meine auf Voeltzkows Beobachtungen gestützten Ausführungen auf pag. 416—417 dieser Arbeit.

Böhm hob ferner schon vor mir hervor, daß „die Bezeichnungen »Korallenriffe« und »Koralleninseln« geologisch und übrigens auch zoologisch völlig falsche Vorstellungen erwecken. Man sollte diese Bezeichnungen in der Wissenschaft fallen lassen. Auch sollte man die Ausdrücke »Koralleninseln« und »Atolle« nicht identifizieren."

Man vergleiche mit diesen Sätzen meine Zusammenfassung auf pag. 418 dieser Arbeit.

T. G. B., offenbar wohl Prof. Bonney, hat in der Nature vom 22. Juli 1909 (Bd. 81, Nr. 2073, London, pag. 102) das erste Heft dieser Arbeit einer zum Teil anerkennenden, zum Teil tadelnden Besprechung unterzogen. Der Tadel bezieht sich auf zwei Punkte.

1. Auf pag. 417 meiner Arbeit steht der Satz: „Die Bohrung auf Funafuti erscheint in demselben Licht" usw. Dieser Satz wird so gedeutet, als ob ich mit den außerordentlich wichtigen Resultaten der Funafutibohrung nicht naher bekannt gewesen sei. Demgegenüber hebe ich hervor, daß der betreffende Satz bei mir nur ein in Anführungsstrichen stehendes Zitat aus May ist. Meine eigene Anschauung stimmt damit nicht überein, wie auch aus den dem Satze folgenden Ausführungen deutlich hervorgeht.

2. T. G. B. wendet sich dagegen, daß ich die Marmorzonen und einen Teil der sie begleitenden Gesteine in den Tonaleschiefern für triadisch halte und sagt: „the asserted Mesozoic age of the crystalline schists, to which most of the so-called phyllites belong, and with which these marbles are associated, is supported by no better evidence than mistakes in elementary mineralogy and the neglect of important facts, such as the presence of fragments of those crystalline schists in undubitable Triassic rocks."

[1] Ein kurzes Referat befindet sich im Neuen Jahrb. f. Min., 1906, II, pag. 56.

Demgegenüber muß ich betonen, daß ich es bei aller Anerkennung für Prof. Bonneys wissenschaftliche Verdienste doch für bedauerlich halte, daß er in dieser Weise mit gänzlich unbewiesenen und unbeweisbaren Behauptungen vorgeht. Wo habe ich „mistakes in elementary mineralogy“ begangen?

Und was das zweite von ihm zitierte Faktum betrifft, so bezieht es sich wohl auf die ihm, übrigens aber auch mir recht gut bekannte Schieferzone am Südhange des Gotthardt. Diese steht indessen in gar keiner direkten Beziehung zu meinen Tonaleschiefern. Eine solche Beziehung ist von mir auch niemals behauptet worden. Wohl aber bemerke ich, da das Alter dieser Gesteine nun einmal von Bonney zur Diskussion gestellt wird, daß ich ebenso wie die Schweizer Kollegen behaupten muß, daß am Südfuße des Gotthardt tatsächlich eine mesozoische Zone von kristallinen Schiefern vorhanden ist. Ich kenne aus ihr nicht nur die längst beschriebenen Belemniten und Cardinien, die ersteren zum Teil in vorzüglicher, jeden Zweifel an ihrer Natur ausschließender Erhaltung, sondern auch einen in meinem Besitz befindlichen recht gut erhaltenen Arietiten[1]), den ich in einiger Zeit auch abbilden und beschreiben werde. Daß daneben dort auch prätriadische kristalline Schiefer vorkommen, ist mir ebenfalls bekannt. Ja, ich habe selbst Stücke von ihnen in triadischen Gesteinen gesehen. Die Ausführungen von Königsberger[2]) scheinen mir in dieser Hinsicht die Tatsachen richtig wiederzugeben.

Auf pag. 396 und 397 dieser Arbeit habe ich im Anschluß an Philipp für die untere Abteilung der ladinischen Stufe den Namen „Reitzi-Schichten“ gebraucht und betont, daß „Reitzi-Schichten“ und „Buchensteiner Schichten“ nicht identisch sind. Ich zitierte dabei die Auseinandersetzung Philipps auf dessen pag. 24—34, in der angeführt ist (pag. 26), daß Tornquist[3]) als erster die Frage aufwarf: „Sind die Knollenkalke mit *Protrachyceras Reitzi* in Iudikarien wirklich die „Buchensteiner Schichten“, welche bei Buchenstein keine Ammoniten geliefert haben?“ Es verdient vielleicht aber noch ausdrücklicher betont zu werden, daß die vor Tornquist allgemein angenommene Parallelisierung den Grund zu Mißverständnissen und unnützen Streitigkeiten gab und daß es ein Verdienst von Tornquist ist, sich als erster gegen sie gewandt zu haben.

Tilmann hat 1907[4]) eine wichtige Darstellung der Val Trompia veröffentlicht, in der er sich dafür ausspricht, daß Baltzers „camunische Überschiebung“ nicht in der Ausdehnung vorhanden sei, wie das Baltzer annahm. Die Arbeit ist für die Auffassung der Tektonik des Gebietes südlich des Adamellomassives von Bedeutung, indem sie zeigt, daß „ein allgemeines Einsinken des Gebirges nach Süden hin statthatte; das Ganze wurde durch Brüche in getrennte Schollen zerlegt, die während der Senkungsvorgänge unter Mitwirkung eines von Norden her kommenden Druckes sich aufwölbten, stauten und teilweise schwach aufeinandergeschoben wurden“[5]). — Mein Profil Nr. 65 auf pag. 244 entspricht wohl ziemlich genau dem ersten südlich des Mella gelegenen Stücke von Tilmanns Profil II auf Taf. II.

[1]) Das schöne Stück wurde auf einer von mir geleiteten Unterrichtsreise im August 1907 von meinem damaligen Schüler, dem jetzigen Lehramtspraktikanten Herrn Otto Wurz gefunden und von mir und mehreren Studierenden mit großer Mühe aus dem Gestein herausgeschlagen.

[2]) Eclogae geolog. Helvetiae, 1909, Bd. X, pag. 895. Fußn.

[3]) Vicentin. Triasgebirge, pag. 120, 1901.

[4]) Tektonische Studien im Triasgebirge des Val Trompia. Bonn 1907 bei Carl Georgi.

[5]) L. c. pag. 58.



Tafel IX.

Wilhelm Salomon: Die Adamellogruppe.

Tafel IX.

(NB. In den Hinweisen im Text wurde Tafel IX stets als X bezeichnet.)

Das Mösele (3486 *m*) vom Schönbichlerhorn. (Zillertbaler Alpen.) (Vergl. pag. 463.)

Mit Firn bis zum obersten Kamm erfülltes aktives Kar. „Möselestadium.“

Aufnahme von Würthle und Sohn in Salzburg.



Phot. Würthle & Sohn, Salzburg. Lichtdruck v. Max Jaffé, Wien.



Tafel X.

Wilhelm Salomon: Die Adamellogruppe.

Tafel X.

(NB In den Hinweisen im Text wurde Tafel X stets als Tafel IX signiert.)

Fig. 1 Finsteraarhorn (4275 *m*) vom Gipfel des Schreckhorns. (Vergl. pag. 463.)

Rechts aktive Kare, deren Rückwände bis hoch hinauf vom Firn verhüllt sind. Über dem Hauptgefällsknick jeweils ein Bergschrund, der die regelmäßige Bewegung des Firnes beweist

Aufnahme von Oberst von Wundt in Weingarten (Würtemberg).

Vergl. auch den Text

Fig. 2. Frisch erbaute Straßenmauer bei Tione. (Vergl. pag. 173 und pag 487.)

K = normaler Kerntonalit. — *BK* = etwas basischer Kerntonalit. — *B* = Bianco-Tonalit. — *L* = Lazerationssphäroide = „Schlierenknödel". — *A* = Aplitgang. — *S* = Sabbionediorit. *H* = ? Hornfelseinschluß oder Lazerationssphäroid[1]).

Die Blöcke der mittleren Reihe sind etwa 35—40 *cm* hoch.

Der zweite Block von links in der zweiten Reihe zeigt dichtgedrängte, von einander fast nur durch Biancotonalit getrennte Lazerationssphäroide, von denen eines durch den Aplitgang zerschnitten ist. Die Aplitgrenze ist nicht scharf. Das Lazerationssphäroid des Blockes der rechten unteren Ecke hat in dem basischen Kerntonalit eine saure, durch die Pfeile angedeutete Randzone erzeugt.

Man vergl. auch die pag. 20, 23, 24, 35, 44—48, 51 und 76.

Von Salomon photographiert. 1904.

[1]) Ich hatte keine Möglichkeit, ein Stück zu genauerer Untersuchung aus der Blockoberfläche herauszuschlagen.



Phot. Oberst von Wundt, Weingarten. Fig. 1



Phot. W. Salomon. Fig. 2 Lichtdruck v. Max Jaffé, Wien.



Tafel XI.

Wilhelm Salomon: Die Adamellogruppe

Tafel XI.

Fig. 1. Frisch erbaute Straßenmauer bei Tione. (Vergl. pag. 173 und 487.)

Maaße ähnlich wie in Taf. X, Fig. 2.

K = Kerntonalit. — *BK* = basischer Kerntonalit. — *SK* = saurer Kerntonalit. — *B* = Biancotonalit. — *D* = Hornblendefreie Quarzglimmerdioritfazies des Tonalites. — *SD* = dieselbe, abnorm sauer. — *L* = Lazerationssphäroide.

Der Kerntonalitblock rechts oben enthält nur wenige große gedrungene Hornblenden. Die übrigen schwarzen Gemengteile (Hornblenden und Biotite) sind in ihm kleiner als gewöhnlich. — In dem Block links davon enthält sowohl die Schliere von etwas basischem Kerntonalit, wie der sie umgebende sehr saure Kerntonalit die gewöhnlichen gedrungenen dicken Hornblenden. — In dem mittleren Block erkennt man deutlich die Schlierennatur des Biancotonalites. Der Block links davon ist das durch Spaltung gewonnene Gegenstück. In dem äußersten rechten Block der zweiten Reihe bildet die saure Dioritfazies Gänge in der basischen.

Man vergl. auch die pag. 20, 21, 23, 24, 44, 45.

Von Salomon photographiert. 1904.

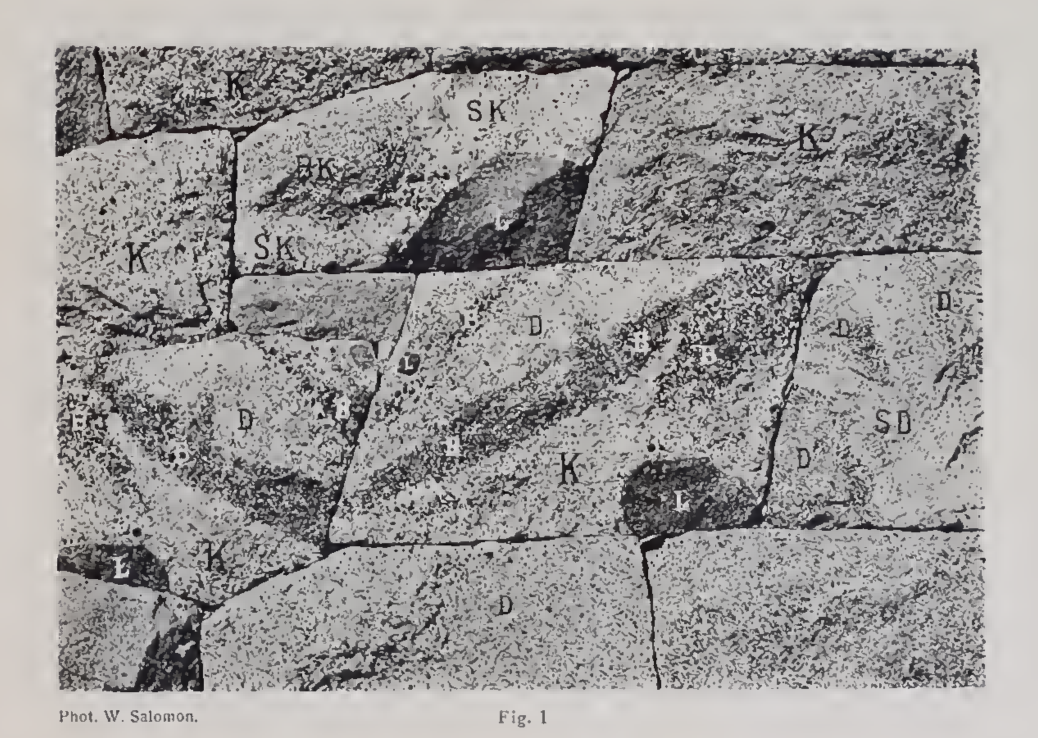
Fig. 2. Frisch erbaute Straßenmauer bei Tione. (Vergl. pag. 173 und 487.)

Maaße ähnlich wie in Taf. X, Fig. 2.

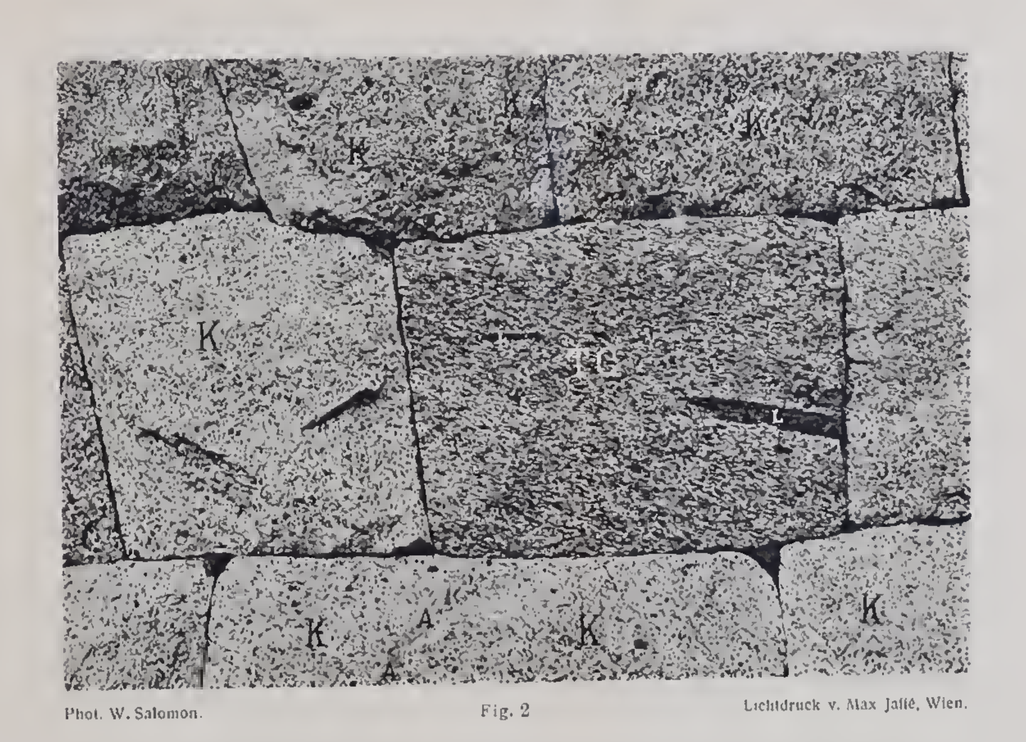
K = Kerntonalit. — *A** = ziemlich dunkler Biotitaplit. — *TG* = Tonalitgneis. — *L* = Lazerationssphäroide. Die Grenzen der Biotitaplitgänge sind nicht scharf. Der Tonalitgneis enthält Hornblende. Die Kerntonalite sind zum Teil etwas basischer, zum Teil etwas saurer, aber doch im Großen und Ganzen normal. — Man beachte den Parallelismus zwischen den ausgezogenen Lazerationssphäroiden und der Flaserung des Tonalitgneises.

Man vergl. auch die pag. 20, 35, 44, 45, 65.

Von Salomon photographiert. 1904.



Phot. W. Salomon. Fig. 1



Phot. W. Salomon. Fig. 2 Lichtdruck v. Max Jaffé, Wien.







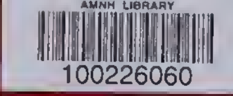
Gesellschafts-Buchdruckerei Brüder Hollinek, Wien III. Erdbergstraße 3.










AMNH LIBRARY
100226060